

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



6

1983

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 6, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

<p>К. Ф. Сергеев, В. В. Аргентов, С. К. Биккенина. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации</p> <p>Н. П. Романовский, И. К. Туезов. Геотраверсы зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения: проблемы и методика исследований</p> <p>В. А. Попеко, В. Э. Пилацкий, В. А. Кабдалов. Базальты верхнетриасовых-нижнеюрских комплексов в структуре северного Сихотэ-Алиня (Нижнее Приамурье)</p> <p>В. В. Иванов. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 2</p> <p>Р. Ф. Черкасов. Проблемы алданского архея на его стратотипической местности (р. Тимптон)</p> <p>С. В. Горкуша, Л. А. Мастюгин. Геофизическая и тектоническая характеристики Монголо-Охотского сейсмического пояса</p> <p>А. И. Романькин. Первичная природа амфиболитов дичунской свиты и некоторые вопросы геологии Бурейского массива</p> <p>Н. А. Шило. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 1</p> <p>Г. М. Власов. Типы геосинклиналей</p> <p>Л. Ф. Мишин. Дискретность составов — основа классификации и показатель генезиса магматических пород</p>	<p>11</p> <p>13</p> <p>21</p> <p>32</p> <p>44</p> <p>52</p> <p>57</p> <p>63</p> <p>80</p> <p>94</p>	<p style="text-align: center;">КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</p> <p>В. Ю. Косыгин, Ю. А. Суесков. Локальные гравитационные аномалии и плотностные неоднородности земной коры Южных Курильских островов</p> <p>Ю. С. Салин. Количественная мера различия стратиграфических схем</p> <p style="text-align: center;">КРИТИКА И ДИСКУССИИ</p> <p>А. Д. Щеглов. Тектоническая карта на формационной основе или карта геологических формаций с элементами тектоники?</p> <p>И. К. Туезов. Глубинные геофизические исследования зон современного активного вулканизма</p> <p style="text-align: center;">ХРОНИКА</p> <p>Некоторые результаты изучения строения осадочного чехла и возможностей корреляции геологических событий на севере Тихого океана</p> <p>Симпозиум «Морская геология»</p> <p>Указатель статей, опубликованных в журнале за 1983 г.</p> <p>Правила оформления рукописей</p>	<p>105</p> <p>108</p> <p>111</p> <p>118</p> <p>121</p> <p>122</p> <p>124</p> <p>127</p>
--	---	--	---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

НОВОСИБИРСК

№ 6, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

К. Ф. Сергеев, В. В. Аргентов, С. К. Биккенина. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации	1
Н. П. Романовский, И. К. Туезов. Геотраверсы зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения: проблемы и методика исследований	13
В. А. Попеко, В. Э. Пилацкий, В. А. Кайдалов. Базальты верхнетриасовых-нижнеюрских комплексов в структуре северного Сихотэ-Алиня (Нижнее Приамурье)	21
В. В. Иванов. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 2	32
Р. Ф. Черкасов. Проблемы алданского архея на его стратотипической местности (р. Тимптон)	44
С. В. Горкуша, Л. А. Мاستюлин. Геофизическая и тектоническая характеристики Монголо-Охотского сейсмического пояса	52
А. И. Ромашкин. Первичная природа амфиболитов дичунской свиты и некоторые вопросы геологии Буреинского массива	57
Н. А. Шило. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 1	63
Г. М. Власов. Типы геосинклиналей	80
Л. Ф. Мишин. Дискретность составов — основа классификации и показатель генезиса магматических пород	94

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

В. Ю. Косыгин, Ю. А. Сусеков. Локальные гравитационные аномалии и плотностные неоднородности земной коры Южных Курильских островов	105
Ю. С. Салин. Количественная мера различия стратиграфических схем	108

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

А. Д. Щеглов. Тектоническая карта на формационной основе или карта геологических формаций с элементами тектоники?	111
И. К. Туезов. Глубинные геофизические исследования зон современного активного вулканизма	118

ХРОНИКА

Некоторые результаты изучения строения осадочного чехла и возможностей корреляции геологических событий на севере Тихого океана	121
Симпозиум «Морская геология»	122
Указатель статей, опубликованных в журнале за 1983 г.	124
Правила оформления рукописей	127

CONTENTS

BRIEF COMMUNICATIONS

K. F. Sergeev, V. V. Argentov, S. K. Bikkenina. Earth's crust seismic model of the southern Okhotsk Sea region and some results of its geological interpretation	3
N. P. Romanovsky, I. K. Tuzov. Geotraverses of the Asian — Pacific juncture: problems and methods of investigations	13
V. A. Popeko, V. E. Pilatsky, V. A. Kaidalov. Basalts of the Upper Triassic — Low Jurassic complexes in the North Sikhote — Alyn structure (Nizhnee Priamur'e)	21
V. V. Ivanov. Sedimentary basins of the northern Pacific Tectonic Belt. The 2d article	32
R. F. Cherkasov. Aldan Archean problems on its stratotypical area (Timpton River)	44
S. V. Gorkusha, L. A. Mastyulina. Geophysical and tectonic characteristics of Mongolo-Okhotsk Seismic Belt	52
A. I. Romashkin. Dichunskaya suite amphibolites origin and some questions of Bureya massif geology	57
N. A. Shilo. Laminated plutons and some questions of ore formations	63
G. M. Vlasov. Types of geosynclines	80
L. F. Mishin. Discrepancy of components — the basis of classification and index of magmatic rocks genesis	94

V. Yu. Kosygin, Yu. A. Susekov. Local gravity anomalies and density heterogeneities of Kuril Islands Earth's crust.	105
Yu. S. Salin. Quantitative degree of difference of stratigraphic schemes.	108

CRITICS AND DISCUSSIONS

A. D. Shecheglov. Tectonic map on formational basis of the map of geological formations with elements of tectonics?	114
I. K. Tuzov. Abyssal geophysic investigations of active volcanic modern zones	118

CHRONICLES

Some results in studying of sedimentary cover and possibilities of geological events correlation at the Northern Pacific	124
Simposium "Marine Geology"	122
Articles, published in 1983	124

© Издательство «Наука»,
«Тихоокеанская геология», 1983 г.

УДК 550.834 : 551.241 (265.53)

К. Ф. Сергеев, В. В. Аргентов, С. К. Биккенина

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Рассмотрены результаты анализа сейсмической информации, полученной к настоящему времени в полосе геотраверса: о. Сахалин — Курильская котловина — Курильская островная дуга — желоб — океан. Показано, что земная кора вдоль геотраверса подвержена весьма значительным изменениям в направлении от Евразии к Тихому океану по мощности и по внутренней структуре. По названным параметрам обособля-

ется несколько геоблоков, особенности строения земной коры каждого из которых подробно рассмотрены. Однако приводимые в статье данные о характере расслоения геоблоков свидетельствуют, по мнению авторов, о том, что южная часть Охотоморского региона представляет собой единый мегаблок коры континентального типа.

Со времени опубликования первых основополагающих идей концепции «новой глобальной тектоники» [33—39] зона перехода от Евразии к Тихому океану остается одним из важнейших и наиболее интересных геологических объектов для исследователей, причастных к разработке тектонической модели образования и развития Земли. Ниже приводится описание основных особенностей строения земной коры Южно-охотоморского участка северо-западного сектора этой зоны вдоль одного из наиболее представительных (по объему имеющейся информации) геотраверсов (рис. 1).

Начиная с 1957 г., в полосе описываемого здесь геотраверса выполнен большой объем глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) по профилям 1-М, 19, 20, 22, 23 (см. рис. 1), существенно дополненных работами методом от-

раженных волн (МОВ). Результаты их широко известны [6, 7, 14, 20, 22—25, 29, 30] и неоднократно использовались разными авторами [7, 24, 29] для построения сводных геолого-геофизических разрезов земной коры этого региона. Однако, дополнительно выполненные в последние годы детальные сейсмические исследования корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), МОВ в модификации общей глубинной точки (МОВ ОГТ) и непрерывного сейсмического профилирования (НСП) вынуждают обратиться к анализу ранее полученной информации с учетом новых данных. Основное внимание при переинтерпретации материалов ГСЗ уделялось профилю 1-М, в полосе которого сосредоточен максимальный объем более поздних исследований, а также профилю 1-О, в зоне которого в верхней части литосферы обосновано

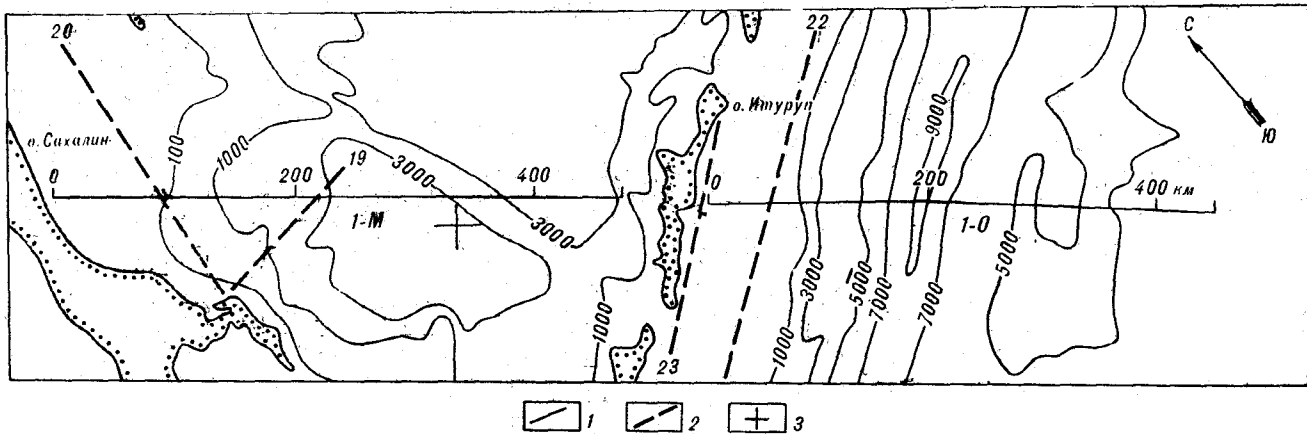
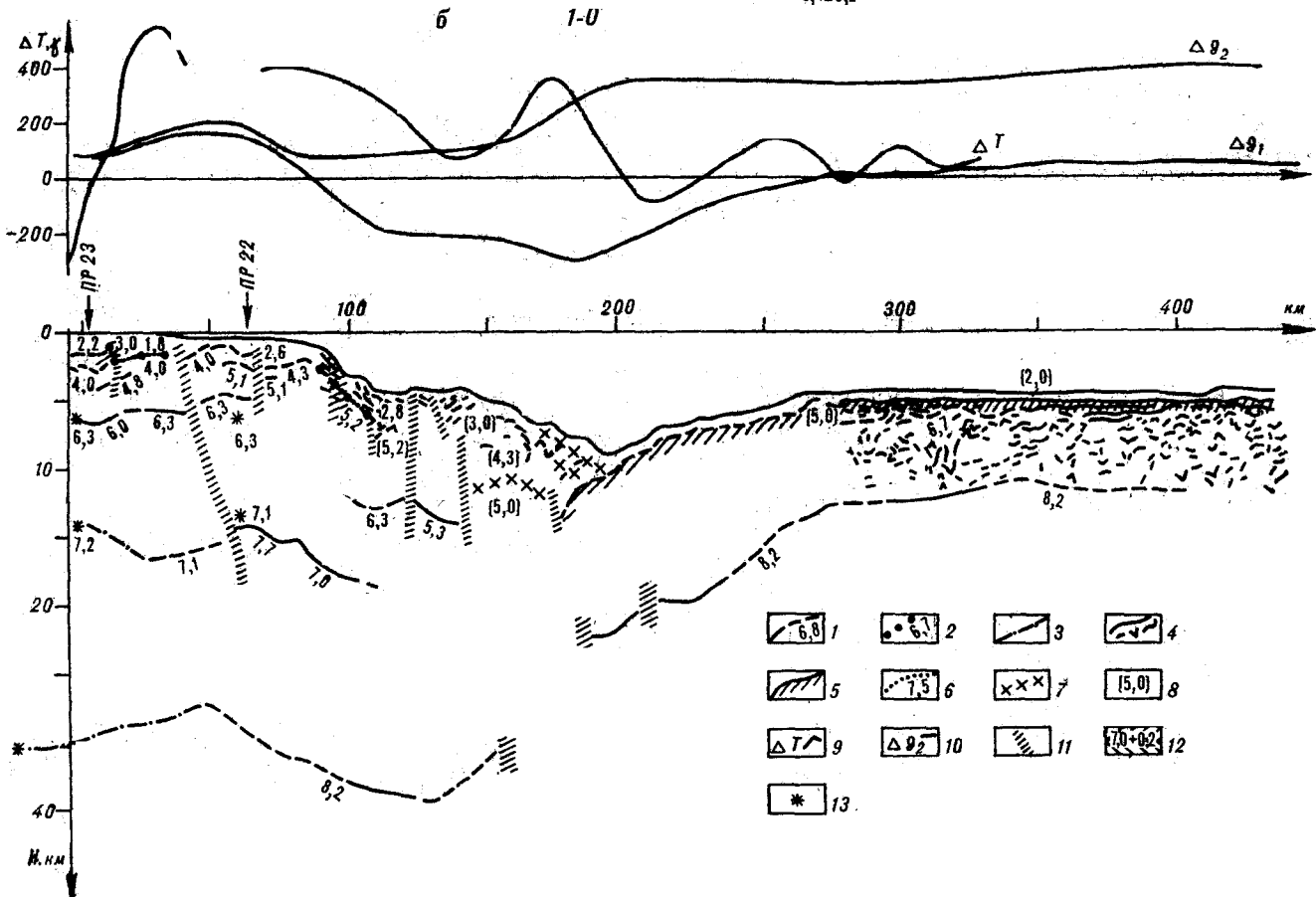
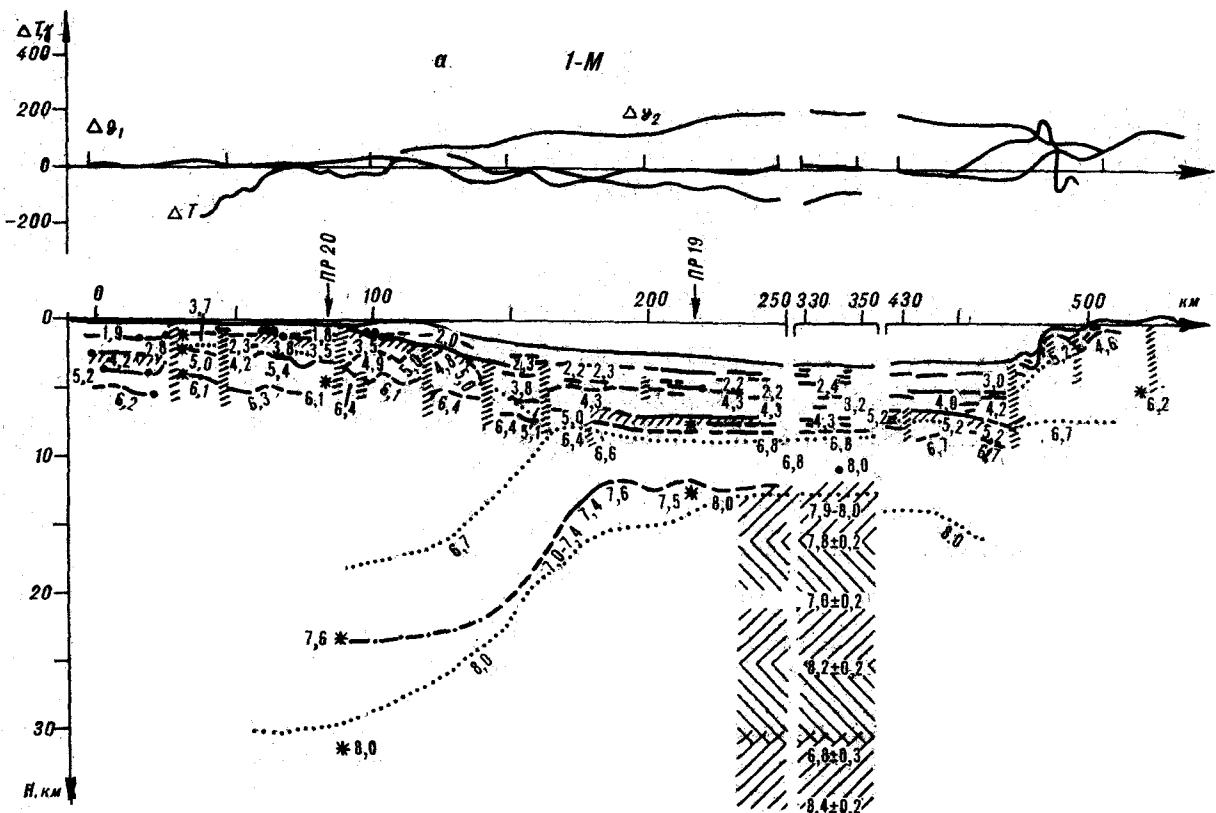


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ в полосе геотраверса.

1 — местоположение геотраверса; 2 — профили ГСЗ, примыкающие к полосе геотраверса (19, 20, 22, 23); 3 — исследования КМПВ на долготы К-4 [14].



- | | | | |
|------------|-------------------|----|-----------|
| 6.8 | 6.3 | 3 | 4 |
| 5 | 7.5 | 7 | (5,0) |
| ΔT | $\Delta \theta_2$ | 11 | (7.0±0.2) |
| * | | | |

присутствие ранее не установленного здесь сейсмического раздела с граничной скоростью (V_T) 7,0—7,1 км/с (рис. 2, а, б). О его наличии в разрезе земной коры свидетельствует обобщенная скоростная модель, построенная по секущему профилю 22 (рис. 3).

Подобные же результаты получены и по другому секущему профилю — 23 Ю. В. Тулиной [32].

Применялась стандартная методика обработки данных КМПВ; положение акустических уровней на участке геотраверса в интервале 150—200 км (см. рис. 2, б) определено с учетом данных МОВ ОГТ таким образом, чтобы строились при интерпретации данных ГСЗ изохроны поля времен глубинных преломлений имели «плавную», без разрывов, форму. Конфигурация этих уровней в общих чертах подобна конфигурации соответствующих преломляющих границ, построенных [38] в пределах континентального склона Японского желоба, что, учитывая близость его глубинного строения со склоном Курило-Камчатского желоба, по-видимому, подтверждает правомерность сделанных построений.

Из рассмотрения результатов проведенных построений, дополненных другими [21, 23] данными, следует, что земная кора подвержена весьма значительным изменениям в направлении от Евразии к Тихому океану по мощности и по внутренней структуре (см. рис. 2, а, б). По названным параметрам здесь обособляется несколько геоблоков земной коры: горного сооружения Сахалина и его шельфовой области, Курильской глубоководной котловины, поднятия Курильской островной дуги.

В верхней части коры Присахалинского участка геотраверса по данным КМПВ отчетливо проявляются три регионально выдерживающиеся поверхности раздела с граничными скоростями 5,7—6,4; 4,9—5,4 и 3,8—4,3 км/с.

Геолого-геофизические особенности вскрывающегося на о. Сахалин разреза палеозойских, мезозойских и кайнозойских образований, выявленные в результате геологической съемки, сейсмических исследований КМПВ, изучения результатов бурения, сейсмокаротажа скважин, определения физических свойств горных пород в лабораторных условиях [5, 8, 18], позволяют достаточно обоснованно говорить о том, что граница с $V_T = 5,7—6,4$ км/с соответствует здесь кровле метаморфического комплекса палеозойского возраста.

Поверхность раздела с граничной скоростью 4,9—5,4 км/с контролирует верхний гипсометрический уровень распространения мезозойских (триас-нижнемеловых) пород, отличающихся от нижележащих палеозойских образований менее значительной степенью метаморфизма, но характеризующихся более сильной дислоцированностью по сравнению с вышележащими палеоген-верхнемеловыми комплексами [5, 15].

Кровле комплекса верхнемеловых отложений на Сахалине соответствует преломляющая граница с $V_T = 3,7—4,3$ км/с. Не исключено, что на отдельных локальных участках эта граница, возможно, соответствует кровле среднемиоценовой вулканогенной толщи (чеховская свита). Подобная картина вырисовывается и в районе залива Терпения, где преломляющая граница с $V_T = 3,5—4,4$ км/с разделяет верхнюю, субгоризонтально-сдвистую и нижнюю, пликативно-дислоцированную толщи отложений, возраст которых по аналогии с прилегающей островной сушей может быть определен соответственно как неоген-четвертичный и верхнемеловой.

В самых верхах разреза земной коры по данным НСП «обособляется» наличие еще одной повсеместно проявляющейся здесь поверхности структурного несогласия, разделяющей толщу пород со слабо наклоненными отражающими площадками и перекрывающую ее пачку отложений, где отражающие площадки практически горизонтальны.

По результатам обработки материалов, полученных в процессе глубокого бурения на юге Поронайской низменности, эта граница соответствует поверхности размыва между толщами четвертичных и неогеновых отложений, которая характеризуется значениями граничных скоростей прохождения продольных волн (V_L) в пределах 2,0—2,3 км/с. Следует заметить, что обнаружение этой поверхности в процессе проведения работ КМПВ возможно, лишь в тех случаях, когда мощность четвертичных отложений не менее 0,5—0,7 км, что связано с разрешающей способностью самого метода исследований.

Волны с близкими к приведенным выше значениями скоростей практически повсеместно фиксируются и в районе залива Терпения. Несмотря на то, что примененная система наблюдений не была рассчитана на их непрерывное прослеживание, построение отдельных отрезков преломляющей границы с $V_T = 2,0—2,3$ км/с не представляет сложности. Более того, можно говорить о наличии этого сейсмического раздела

Рис. 2. Сейсмический разрез по геотраверсу (профиль 1-М (а), 1-0 (б)).

Преломляющие границы, построенные по: 1 — непрерывным системам наблюдений, 2 — точечным зондированиям (снизу границ подписаны значения граничных скоростей), 3 — участки интерполяции сейсмических границ, 4 — отражающие границы, 5 — поверхность акустического фундамента, 6 — сейсмические границы, приводимые в работе [23], 7 — скоростные уровни, 8 — значения пластовых скоростей; 9 — кривая изменения аномального магнитного поля, 10 — кривые изменения гравитационного поля, 11 — кривые изменения гравитационного поля в рекунии Фая (Ag) и Буге (Ag), 12 — скоростная модель Южно-Охотской глубоководной впадины, определенная Е. А. Старшиновой [21] (значения скоростей подписаны под словом), 13 — глубины залегания сейсмических границ в местах примыкания к геотраверсу других профилей ГСЗ.

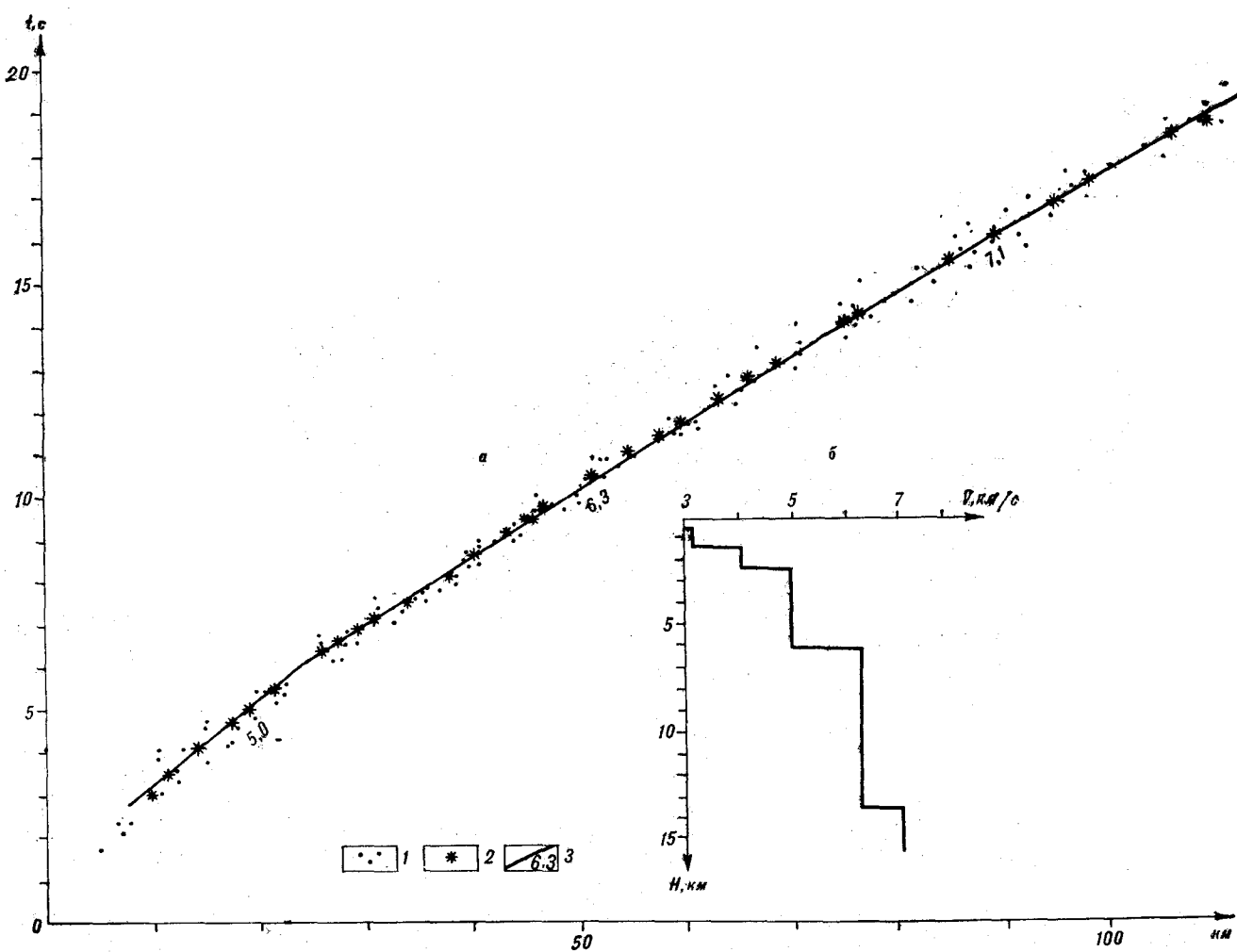


Рис. 3. Обобщенный годограф (а) и скоростной разрез (б) по профилю 22.

Времена распространения сейсмических волн: 1 — наблюдаемые, 2 — осредненные, 3 — осредненный годограф первых вступлений (снизу подписано значение кажущихся скоростей).

не только в пределах залива Терпения, но и в полосе всего описываемого геотраверса.

Главный вывод из анализа данных ГСЗ и КМПВ по заливу Терпения заключается в том, что этот район, как и вся восточная половина территории Сахалина, характеризуется глыбово-блоковой структурой земной коры. И здесь и там отчетливо выявляется система сопряженных, «субмеридионально вытянутых поднятий кристаллического фундамента, в основном горстового типа, разделяемых грабенообразными понижениями, максимальная мощность осадочно-вулканогенного слоя в пределах которых достигает 5—6 км.

Обращаясь к общей характеристике земной коры рассматриваемого участка геотраверса, прежде всего следует сказать, что мощность коры здесь превышает 30 км, причем большую часть ее разреза составляет так называемый «гранитно-метаморфический» слой (около 19 км). Специфической особенностью последне-

го является весьма вероятное присутствие в его нижней части зоны пониженной скорости, на что указывает [13] разрыв соответствующих годографов в конце прослеживания волн (рис. 4). Что же касается «базальтового» слоя, то имеющаяся информация несколько противоречива. Это относится прежде всего к неоднозначности определения гипсометрического положения кровли слоя и свойственных ему значений скоростей по пересекающимся профилям 1-М и 20 (см. рис. 4). Заметим, что сомнения вызывает информация, полученная при обработке профиля 1-М, где применявшаяся система наблюдений (всего две ветви годографов при постановке приемных станций в равных сейсмогеологических условиях) не обеспечивала надежных построений. Несравненно большего доверия заслуживают материалы, полученные при исследованиях по детальной системе вдоль профиля 20, который к тому же на всем протяжении характеризуется однотипными, если не одинако-

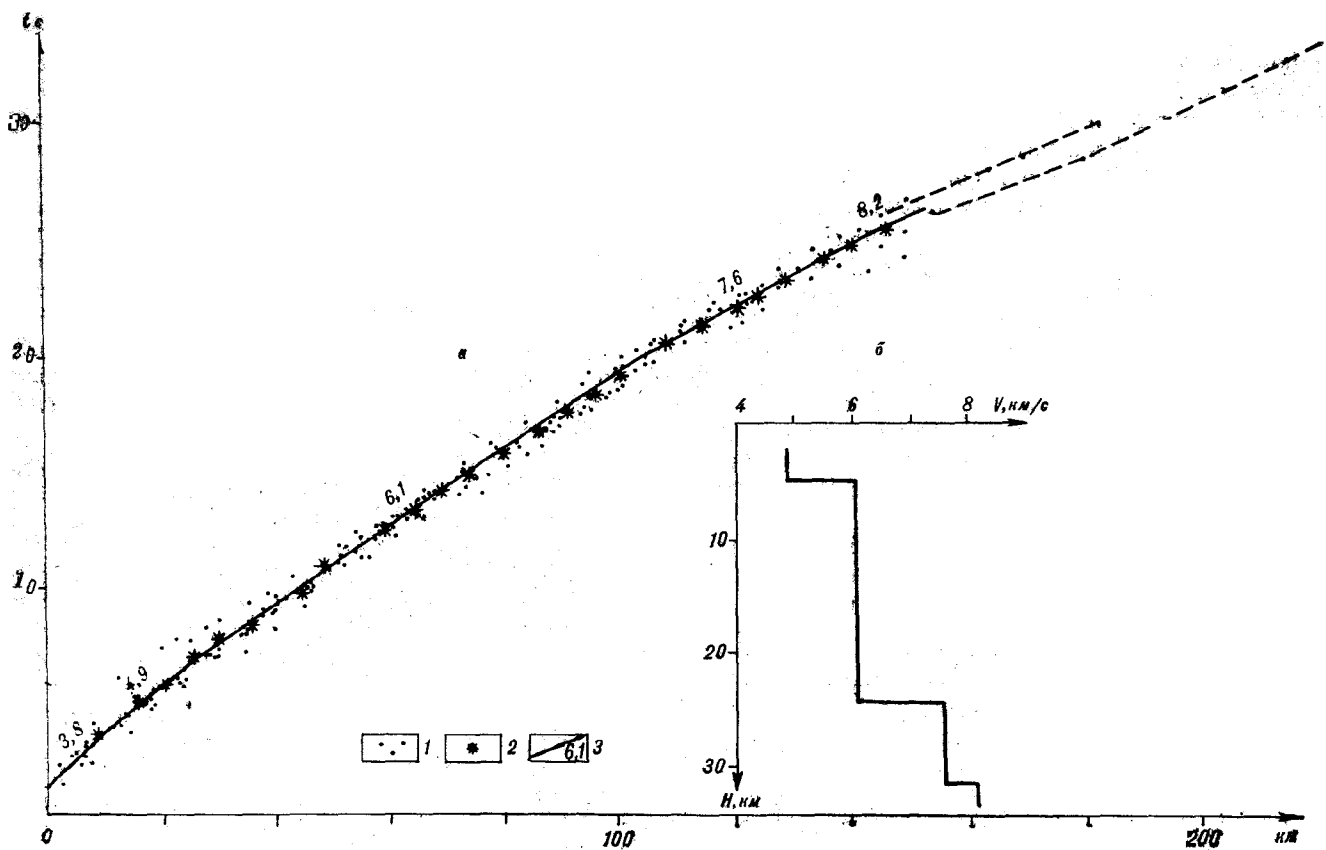


Рис. 4. Обобщенный годограф (а) и скоростной разрез (б) по профилю 20. (Усл. обозн. см. рис. 3).

выми сейсмогеологическими условиями. Основываясь на данных, полученных в подосе этого профиля, мощность «базальтового» слоя здесь можно оценить примерно в 8 км, а скорость прохождения в нем сейсмических волн — около 7,6 км/с (см. рис. 4).

Резюмируя вышеизложенное, следует сказать, что земная кора присахалинской части геотраверза, как и кора материковых областей Дальнего Востока, относится к континентальному типу, однако она отличается от последней (например, от земной коры Приморья [1]) «пониженными» значениями скоростей в «гранитно-метаморфическом» слое и повышенными — в «базальтовом» при одновременном уменьшении его мощности.

В пределах поднятия Курильской островной дуги земная кора, соответствующая, в целом, континентальному типу, имеет мощность около 30 км и обнаруживает наличие в своей структуре традиционных для этого типа слоев (см. рис. 2, б). Мощность «базальтового» слоя 12—16 км, «гранитно-метаморфического» — 8—10 км, «осадочно-вулканогенного» — 5—7 км. Разделами между названными слоями являются сейсмические поверхности, граничные скорости вдоль которых составляют соответственно 7,0—7,7 (кровля «базальтового» слоя) и 6,0—6,3

(кровля «гранитно-метаморфического» слоя) км/с. Внутри «осадочно-вулканогенного» слоя, как и в пределах вышеописанного участка геотраверза, также фиксируются три преломляющих границы, скоростные параметры которых близки таковым для границ, устанавливающихся внутри «осадочного» слоя земной коры Сахалина и залива Терпения: 4,8—5,2; 4,0—4,3 и 3,0 км/с.

Поверхность раздела с $V_r = 3,0$ км/с установлена только в зоне Южно-Курильского прогиба (межгрядовый прогиб), где она, по-видимому, ограничивает снизу комплекс четвертичных отложений. Более высокие значения ее скоростных параметров по сравнению с подобным разделом в районе залива Терпения и о. Сахалин обусловлены скорее всего гораздо большей степенью «вулканогенности» разреза мезозойско-кайнозойских образований поднятия Курильской островной дуги.

Сейсмический раздел с $V_r = 4,0—4,3$ км/с, фиксирующийся в зоне островов Малой Курильской гряды, по результатам исследований МОБ, сопровождавшихся драгированием пород подводного хребта Витязя, уверенно может быть отождествлен с кровлей комплекса верхнемеловых образований. Возрастная привязка сейсмических поверхностей с $V_r = 4,8—5,2$ и 6,0—

6,3 км/с экспериментальными данными не обеспечена. В значительной мере условно, основываясь лишь на данных о чрезвычайно интенсивно проявившихся в регионе тектонических движениях на рубеже палеозойской и мезозойской эр, а также примерно в середине мелового периода [17, 4], можно предполагать, что эти поверхности соответствуют кровельным ограничениям комплексов пород мезозойского (доверхнемелового) и палеозойского возраста.

Таким образом, складывается мнение, что по основным характеристикам земная кора поднятия Курильской островной дуги принципиально ничем не отличается от коры о. Сахалин и прилегающих к нему с востока районов шельфовой области (залив Терпения). Более того, как и для последних из упомянутых районов, для поднятия Курильской островной дуги свойственна глыбово-блоковая структура земной коры с широким распространением разломных зон, большинство из которых выражено отчетливыми аномалиями в структуре магнитного поля интенсивностью до нескольких сотен гамм. Нельзя не отметить также отчетливо проявляющуюся в обоих случаях конформность всех внутрикоровых поверхностей разделов.

В пределах Курильской котловины структура верхней части земной коры по данным КМПВ мало чем отличается от структуры соответствующих интервалов коры о. Сахалин, залива Терпения, поднятия Курильской островной дуги. Здесь прослеживаются регионально четыре сейсмических раздела, характеризующиеся следующими значениями граничных скоростей: 6,4—6,8; 5,1—5,2; 3,8—4,3 и 2,2—3,0 км/с. Как и в вышеописанных районах, эти разделы в плоскости сейсмического разреза имеют конформный характер начертания. Некоторые отличия структуры верхней части земной коры котловины от таковой смежных с ней районов заключаются в различиях мощностей слоев, ограниченных сейсмическими поверхностями с близкими по значениям акустическими параметрами, а также в характере поведения этих поверхностей в геометрическом пространстве (в плоскости сейсмического разреза). Так, если для залива Терпения и поднятия Курильской островной дуги характерна деформированность (изгибы, смещения по вертикали) сейсмических границ (см. рис. 2, а, б), то внутрикоровые разделы в пределах котловины спокойно протягиваются на большие расстояния субпараллельно поверхности ее дна, т. е. субгоризонтально.

Прежде чем перейти к обсуждению вопроса о вероятной геологической природе упомянутых сейсмических разделов внутри земной коры Курильской котловины, целесообразно рассмотреть характер сочленения этого блока земной коры со смежными блоками коры поднятия

Курильской островной дуги и залива Терпения.

Материалов, характеризующих особенности зоны сочленения коровых блоков котловины и поднятия островной дуги, мало. Они позволяют говорить лишь о том, что эта зона представляет собой крупный разлом, по-видимому, рассекающий земную кору на всю ее мощность. Местоположение этого разлома фиксируется выходом на поверхность Земли верхней ограничительной поверхности сейсмофокальной зоны [27], резкой сменой характера аномального магнитного поля («спокойного» в котловине и резко дифференцированного в районе поднятия островной дуги), наличием крупной по амплитуде ступени в гравитационном поле [9].

Зона сочленения блоков земной коры Курильской котловины и залива Терпения имеет более сложное строение.

Из результатов ГСЗ [23] известно, что в узкой (не более 50 км) зоне северо-западного склона котловины происходит резкое сокращение мощности земной коры при одновременном увеличении мощности ее вулканогенно-осадочной толщи в направлении с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2, а). Недостаточная детальность этих исследований не позволяла однозначно определить характер таких изменений (плавный или ступенчатый). Сейсмогеологическая ситуация в пределах этой «высокоградиентной» зоны может быть прояснена лишь при рассмотрении данных КМПВ.

На сейсмическом разрезе (см. рис. 2, а) вдоль профиля 1-М видно, что на склоне впадины фиксируется несколько разломов в верхней части земной коры, по которым наблюдается ступенчатое опускание всех блоков в направлении к центральной части котловины без принципиального изменения внутренней структуры земной коры. Особенно наглядно характер такого опускания выражается на разрезе поведением поверхности с $V_1 = 6,1—6,4$ км/с.

Таким образом, весь северо-западный склон Курильской котловины представляется в виде крупной разломной зоны, проникающей на глубину, видимо, до «базальтового» слоя [24]. Трудно предположить, что в пределах этой зоны происходит сколько-нибудь существенное изменение особенностей структуры по крайней мере «кристаллической» части коры, ограниченной сверху поверхностью с вышеприведенными акустическими параметрами. В противном случае наблюдались бы изменения значений граничных скоростей вдоль кровли «кристаллического» фундамента в пределах всех этих сеймотектонических блоков. Но если такое предположение рассматривать как непротиворечащее реальной действительности, то как следствие из него вытекает следующее заключение: тождественность значений скоростных параметров кровли «кристаллического» фундамента

($V_r = 6,1-6,4$ км/с) в пределах залива Терпения и всей «сейсмической разломной зоны» северо-западного склона Курильской котловины, вероятно, свидетельствует о ее одинаковой в обоих районах физической природе. Учитывая непрерывность прослеживания этой поверхности и ее гипсометрически неглубокое залегание, видимо, справедливо полагать, что рассматриваемый раздел имеет в обоих случаях и одинаковую геологическую природу.

Другими словами, северо-западный склон Курильской глубоководной котловины представляет собой систему нескольких последовательно опущенных к центру этой морфоструктуры блоков той же самой континентальной коры, которая свойственна и району залива Терпения. Правомерность такого заключения (для верхней части разреза земной коры, ограниченной снизу разделом с $V_r = 6,1-6,4$ км/с) подтверждается результатами драгирования склона котловины, которыми установлено широкое развитие здесь метаморфических пород и гранитов.

Изложенное выше, однако, трудно согласовать с данными о резком воздымании более глубоко расположенных сейсмических разделов ГСЗ в сторону котловины, о чем подробнее будет сказано ниже.

Крайний юго-восточный блок описанной «сейсмической разломной зоны» также по разлому соприкасается со блоком земной коры собственно Курильской котловины. Этот разлом, местоположение которого совпадает с крупной гравитационной ступенью [9], ограничивает с северо-запада область, в пределах которой V_r вдоль поверхности «кристаллического» фундамента не превышает $6,4$ км/с. Далее к юго-востоку граничные скорости, характеризующие описываемую поверхность, скачкообразно увеличиваются до $6,6$ км/с, а затем возрастают даже до $6,8$ км/с в центральной области котловины.

Разумеется, основываясь только на сейсмической информации, нельзя утверждать, что поверхность раздела с приведенными выше акустическими параметрами обязательно должна соответствовать по своей природе и «стратиграфическому» положению поверхности с $V_r = 6,4$ км/с, повсеместно прослеживающейся как в заливе Терпения, так и на северо-западном склоне Курильской котловины, однако тождественность динамических характеристик преломленных от нее волн во всех упомянутых областях позволяет предполагать это с достаточно высокой вероятностью.

По-видимому, сейчас вряд ли возможна иная, нежели в районе залива Терпения, геологическая интерпретация сейсмического раздела с $V_r = 5,0-5,2$ км/с. Помимо чисто сейсмического сходства разделов в обоих районах на мысль об этом наводит известные данные [4, 17] о

чрезвычайно широко проявившихся в пределах восточной окраины Евразии тектонических движениях середины мелового периода. Весьма вероятно, эти движения, выразившиеся в интенсивной складчатости и сопровождавшиеся гранитоидным магматизмом, захватили и район котловины, о чем свидетельствуют данные о широком развитии на ее северо-западном склоне метаморфических или сильно метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований, вмещающих массивы гранитоидов с абсолютным возрастом (по калий-аргоновой датировке) около 70 млн. лет [10]. Естественно, подобный вывод, как и в отношении поверхности с $V_r = 6,6-6,8$ км/с, не может рассматриваться иначе как предположительный, хотя в свете всей имеющейся в настоящее время информации и наиболее предпочтительный, нежели какой-либо иной.

Наиболее определенно, пожалуй, может быть охарактеризована сейсмическая поверхность, скорости преломленных волн вдоль которой составляют $2,2-2,4$ км/с. Этот раздел непрерывно прослеживается в котловину из залива Терпения, где он, как говорилось выше, соответствует в геохронологической шкале рубежу неогенового и четвертичного периодов. В этих условиях нет никаких оснований предполагать, что он имеет здесь иной возраст, нежели в шельфовой зоне Сахалина. Небезынтересно отметить также и то, что рассматриваемый сейсмический раздел в пространстве совпадает с граничной поверхностью, разделяющей по данным НСП [20] осадочный слой котловины на два комплекса. Верхний из них представляется слоистой средой со множеством субпараллельных отражающих площадок. Нижний же комплекс на разрезах МОВ выглядит «акустически прозрачным» в центральной части котловины и слабо слоистым на ее периферии. Следует, однако, сказать, что различия названных комплексов по приведенному выше признаку сильно нивелируются при проведении работ МОВ в модификации ОГТ. В этом случае можно говорить лишь о некоторых отличиях комплексов осадочного слоя применительно к центральной области Курильской котловины, ибо на ее периферии весь разрез осадочной толщи по параметрам данного метода расслоен однотипно. Суть приведенных выше отличий сводится только к неодинаковости наблюдаемых коэффициентов отражений от расположенных в пределах этого осадочного комплекса отражающих горизонтов (высоких в верхах и незначительных в нижней части разреза).

Наибольшие затруднения возникают при попытках определения геологической природы сейсмического раздела с $V_r = 4,0-4,3$ км/с, который фиксируется внутри комплекса субгоризонтально залегающих отложений осадочного

слоя котловины. Прямые данные о составе и возрасте перекрываемых данной поверхностью образований отсутствуют. Можно лишь предположить, что она располагается внутри единого в структурно-тектоническом отношении комплекса отложений, возраст которых, по-видимому, не может выходить за пределы интервала «верхний мел — неоген». Поскольку эта поверхность слабо выражена в поле отраженных волн, правомерно утверждать, что разделяемые ею толщи отложений слабо различаются и по акустической жесткости, во многом определяемой степенью литификации пород. Таким образом, рассматриваемый раздел в структуре земной коры котловины вряд ли можно отождествлять с поверхностью внутриземной коры залива Терпения, имеющей примерно одинаковые с ним скоростные характеристики. Более вероятно, что этот раздел обусловлен не тектоническими причинами, как это устанавливается для последнего района (складчатость и горообразование на рубеже мелового и палеогенового периодов), а отражает скорее всего период существенного изменения условий осадконакопления. Не исключено, в частности, что он фиксирует в разрезе слоистой структуры земной коры котловины период прекращения раннемиоценового («зеленотуфового») вулканизма, который исключительно интенсивно проявился в ряде районов Сахалина и на Курильских островах.

Характеризуя особенности строения земной коры Курильской котловины, нельзя не остановиться на вопросе о ее нижней граничной поверхности.

Хорошо известно [23, 24, 29], что по результатам интерпретации материалов ГСЗ мощность земной коры котловины оценивалась (без водного слоя) примерно в 40 км. Долгое время это мнение без каких-либо оговорок разделялось всеми исследователями, освещавшими геолого-геофизические особенности Охотоморского региона. Лишь в 1980 г. справедливость его была поставлена под сомнение Е. А. Старшиновой [21] после переинтерпретации ею ранее полученных материалов. Основываясь на результатах исследований динамических параметров наблюдавшихся при ГСЗ сейсмических волн, Е. А. Старшинова пришла к выводу о том, что такие параметры «нормальной» мантии, как величина поглощения волн и «добротность» среды, устанавливаются здесь на глубинах 28—30 км от ур. м. Значения же параметров в более высоких частях сейсмогеологического разреза (13—28 км от ур. м.), относимых предшественниками к верхней мантии, характеризуют среду отнюдь не мантийного типа. Она представляет собой совокупность ряда чередующихся в вертикальном разрезе слоев с «нормальными» мантийными и коровыми скоростями

при прохождении сейсмических волн. В рамках такой схемы поверхность, отождествляемая ранее с разделом М (подошвой земной коры), оказывается всего лишь кровлей высокоскоростного (7,8—8,0 км/с) слоя ограниченной (около 4 км) мощности, который венчает «пачку» чередования упомянутых выше слоев.

Не вдаваясь в обсуждение отдельных положений приведенной выше схемы, отметим, что главный ее вывод — констатация ошибочности установления местоположения подошвы земной коры в литосфере района Курильской глубоководной котловины при первоначальной интерпретации материалов ГСЗ — представляется весьма аргументированным.

Переинтерпретация первичных материалов ГСЗ западной части профиля 1-М с учетом дополнительно полученной при исследованиях КМПВ и МОВ информации показала, что граничные скорости вдоль поверхности, считающейся подошвой земной коры ($V_r = 8,0$ км/с), закономерно уменьшаются в направлении о. Сахалин от 8,0—8,2 до 7,0—7,4 км/с, а отнюдь не остаются постоянными, как это предполагалось ранее [23]. Аналогичные результаты были получены [6] и при интерпретации материалов ГСЗ вдоль профиля 19. Более того, этот раздел при дальнейшем прослеживании в сторону острова в районе залива Терпения оказывается уже на глубинах, соответствующих местоположению не кровли мантии, а кровли «базальтового» слоя земной коры, тогда как сейсмический раздел с мантийными (8,0 км/с) скоростями располагается здесь примерно на 8 км гипсометрически ниже последнего.

По всей видимости, подобное вышеприведенному изменение граничных скоростей характерно для первого сверху высокоскоростного (8,0 км/с) раздела земной коры котловины и в направлении от ее центральной области к поднятию Курильской островной дуги, где на удалении 110—120 км от о. Итуруп (390—400 км геотраверса) построена граница с $V_r = 7,7$ км/с [23]. Граница же, залегающая глубже и имеющая $V_r = 8,0$ км/с, построена условно, а граничные скорости определены не по экспериментальным данным, а априорно приняты в процессе интерпретации [23].

Таким образом, характер изменения граничных скоростей вдоль рассматриваемой сейсмической поверхности котловины не позволяет отождествлять ее с имеющими примерно те же акустические параметры, латерально выдерживающимися в «скоростном» отношении поверхностями в районах Сахалина и Курильских островов, где они являются разделами между корой и мантией Земли. Геологическая природа этой поверхности в целом представляется достаточно загадочной. Если в пределах бесспорно континентального блока земной коры (область

Залива Терпения) она является, как, вероятно, в районе поднятия Курильской островной дуги, кровлей ее «базальтового» слоя, то в пределах котловины она обнаруживает как бы определенную «агрессивность» по отношению к последнему. Такой вывод, во всяком случае, напрашивается из сравнения характера поведения рассматриваемой поверхности вдоль профиля с «геометрическими» особенностями гипсометрически выше фиксирующихся сейсмических разделов. Причины возникновения такой дискордантной по отношению к структуре верхней части земной коры поверхности не ясны, хотя ее новообразованный характер, по-видимому, весьма вероятен. Неясность вопроса обуславливается прежде всего тем, что указанное выше изменение ее скоростных параметров по латерали (увеличение значений граничных скоростей продольных волн к центру котловины) коррелирует с данными об изменении интенсивности гравитационного поля в том же направлении, но никоим образом не согласуется с результатами измерений величины кондуктивного теплового потока Земли в этом регионе. Хорошо известно [19, 24, 26, 31], что для Курильской глубоководной котловины характерны anomalously высокие по сравнению с прилегающими к ней районами значения этого параметра, тогда как по экспериментальным данным [2, 3] нельзя сомневаться в существовании обратной зависимости между температурой реальной горной породы и скоростями прохождения через нее сейсмических волн при одинаковых прочих условиях.

Следовательно, возникающие при совместной интерпретации приведенных выше данных противоречия могут быть сняты лишь в предположении, что здесь происходит более интенсивное изменение состояния вещества, нежели на сопоставимых глубинах в районах с менее интенсивным теплооток (о. Сахалин, залив Терпения, поднятие Курильской островной дуги).

Выше приводились аргументы о вероятном соответствии раздела с $V_r = 6,1 - 6,4$ км/с на Сахалине, в заливе Терпения и на северо-западном склоне Курильской котловины кровле комплекса пород вальзинской серии (палеозой). Последние в пределах острова представлены низкотемпературными зеленосланцевыми метаморфическими фациями [5, 12]. В то же время в пределах Курильской котловины существующий на глубинах залегания этой поверхности ($V_r = 6,6 - 6,8$ км/с) температурный режим [31] не может не привести к преобразованию

Скоростные параметры внутрикоровых сейсмических поверхностей разделов, км/с

о. Сахалин (восточная зона)	Залив Терпения	Курильская глубоководная котловина	Поднятие Курильской островной дуги
2,0—2,3	2,0	2,2—2,4	3,0
3,7—4,3	3,5—4,4	4,0—4,3	4,0—4,3
4,9—5,4	4,9—5,4	5,0—5,2	4,8—5,2
5,7—6,4	6,1—6,4	6,4—6,8	6,0—6,3
6,7—7,5	7,6	7,0—8,0	7,0—7,7

тех же пород в продукты более высоких фаций метаморфизма: амфиболитовой, а возможно, и гранулитовой [28].

Правдоподобность сделанного заключения подтверждается и результатами лабораторных измерений характеристик свойств горных пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Известно [2, 3, 11], что скорости сейсмических волн в метаморфических образованиях названных фаций, возникших за счет глинистых, кремнисто-глинистых пород и основных вулканитов (родоначальных и для пород вальзинской серии), составляют в среднем 6,75—6,9 км/с, т. е. соответствуют значениям скоростей вдоль поверхности «кристаллического» фундамента в котловине.

По всей видимости, изменением физических условий нахождения и более глубоко залегающих образований под влиянием высоких температур обусловлено и появление на глубине около 11 км поверхности раздела со скоростями 8,0 км/с. Хотя механизм такого процесса однозначно пока не может быть установлен, весьма вероятно, что основу его составляет эклогитизация пород «базальтового» слоя коры.

Таким образом, изложенные выше данные приводят к необходимости заключить, что, судя по особенностям расчленности отдельных блоков земной коры южной части Охотоморского региона (см. таблицу), последний представляет собой единый мегаблок коры континентального типа. Фиксируемая же на глубинах около 11 км от уровня моря поверхность с «мантийными» (8,0 км/с) скоростями сейсмических волн в районе Курильской котловины не может отождествляться с поверхностью Мохоровичича (М), а представляет собой внутрикоровое структурное новообразование, возникшее, по-видимому, за счет глубокого метаморфизма пород нижней части земной коры под воздействием высоких температур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В. В., Попов А. А. и др. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
2. Волярович М. П., Бажук Е. И. и др. Физико-механические свойства горных пород и минералов при

высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974.

3. Галдин Н. Е. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях.— В кн.: При-

- рода сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971.
4. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
 5. Геология СССР, т. 33. Остров Сахалин, геологическое описание. М.: Недра, 1970.
 6. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М.: Наука, 1971.
 7. Глибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
 8. Жильцов А. М. Скорости распространения упругих колебаний в кайнозойских отложениях Южного Сахалина.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск, ДВНЦ АН СССР, 1975. (Тр. СахКНИИ, вып. 37).
 9. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона. М.: Наука, 1981.
 10. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС «Пегас» (препринт). Новоалександровск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1981.
 11. Лебедев Т. К., Корниец Д. В. Упругие свойства изверженных и метаморфических пород Украинского щита при высоких гидростатических давлениях.— В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наукова думка, 1971.
 12. Мишкин М. А. Метаморфизм в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1981.
 13. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1973.
 14. Попов А. А., Аносов Г. И. и др. Исследования методом преломленных волн на дальневосточных морских полигонах.— Геол. и геофиз., 1978, № 10.
 15. Русаков Д. Ф., Мавринский Ю. С., Бругман В. Ш. О складчато-блоковой тектонике Сахалина.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазовости Сахалина. Л.: ВНИГРИ, 1972. (Тр. ВНИГРИ, вып. 306).
 16. Сейсморазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981.
 17. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
 18. Скорикова М. Ф. Упругие свойства горных пород южной части Сахалина и их использование в интерпретации геофизических наблюдений. М.: Наука, 1970.
 19. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 1. Тепловой поток и тектоника.— Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
 20. Снеговской С. С. Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974.
 21. Старшинова Е. А. Неоднородность строения коры и мантии Охотского моря.— ДАН СССР, 1980, т. 255, № 6.
 22. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981.
 23. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
 24. Сугров А. А. Глубинное строение земной коры южно-охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975.
 25. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвального пояса. М.: Наука, 1979.
 26. Сычев П. М., Веселов О. В. и др. Тепловой поток и геодинамика западной части Тихого океана.— Тихоокеан. геол., 1982, № 6.
 27. Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972.
 28. Тернер Ф., Ферзуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961.
 29. Тузов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
 30. Тузов И. К., Васильев Б. И. и др. Геологическое строение и геологическая природа Курильской котловины Охотского моря по новым геолого-геофизическим данным.— В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978.
 31. Тузов И. К., Веселов О. В. и др. Геотермика запада Тихого океана.— Тихоокеан. геол., 1982, № 3.
 32. Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.
 33. Dietz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, v. 190, N 4779.
 34. Hess H. H. History of the ocean basins.— In: Petrologic studies. Buddington memorial volume. Geol. Soc. America. New York, 1962.
 35. Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 48.
 36. Le Pichon X. Sea — floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 12.
 37. Morgan W. J. Rises, trenches great faults and crustal blocks.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 6.
 38. Murauchi S., Ludwig W. Y. Crustal structure of the Japan trench: the effect of subduction of ocean crust.— Init. Rep. DSPD. Washington, 1980, v. 56, 57.
 39. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, v. 199, N 4897.

Н. П. Романовский, И. К. Туезов

ГЕОТРАВЕРСЫ ЗОНЫ АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СОЧЛЕНЕНИЯ: ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализируется и дается определение понятия «геотраверс». Рассмотрены разрешающая способность методов, физические характеристики изучаемых объек-

тов, тектоническое районирование Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения, принципы и методика построения разрезов по геотраверсам.

Изучение особенностей глубинного строения зон сочленения континентов и океанов или переходных зон от континентов к океанам [35] является одной из основных проблем современной геологии. К ее решению привлекается широкий круг геологических и геофизических методов, и лишь комплексная интерпретация результатов таких исследований позволяет наиболее правильно решать поставленные задачи. Характерные черты рассматриваемых геологических структур — их планетарность и линейность. Поэтому наиболее часто изучают эти объекты с использованием опорных геологических разрезов — геотраверсов.

Истолкования понятия «геотраверс» неоднозначны. Под ним понимаются: генеральное направление (опорная линия), по которому выполняются глубинные геолого-геофизические исследования, графическое изображение результатов таких исследований на вертикальной плоскости и т. д. Анализ существующих определений рассматриваемого понятия приводит к следующим результатам.

Английское и французское «*traverse*» (от латинского «*transversus*» — поперечный) означает «направление, перпендикулярное курсу судна или его диаметральной плоскости» [2, с. 129]. В общем случае под *траверсом* понимается линия, направление или искусственное сооружение, перпендикулярное диаметральной плоскости или длинной оси рассматриваемого объекта [27]. В приложении к геологической терминологии определение понятия «геотраверс», заимствованное из словаря С. М. Райса [46], интерпретируется как: 1) линия через участок земли, вдоль которой проводились исследования, 2) ход, пересечение, последовательность или система измерений... прямых линий, соединяющих ряд точек... наблюдений на земной поверхности [37].

Термин «геотраверс» [20] («*geotraverse*» [36]) возник в последние годы; под ним понимаются: комплексные исследования на избранной площади [36]; комплексный геолого-геофизический разрез или глубинный разрез земной коры и верхней мантии [21]; глубинный геолого-геофизический разрез тектоносферы, освещающий строение недр Земли [9].

Суммируя вышесказанное, можно определить рассматриваемый термин следующим образом. *Геотраверс* — это опорное пересечение планетарных или региональных геологических структур, ориентированное, как правило, вкрест их простирания, по которому проводятся геолого-геофизические исследования, обеспечивающие создание графической модели строения земной коры и мантии, т. е. построение глубинного геолого-геофизического разреза.

Целесообразность привлечения максимально широкого спектра геологических и геофизических материалов к построению геотраверсов и отсутствие единых принципов и методики создания таких моделей привели к необходимости анализа некоторых вопросов рассматриваемой проблемы на примере зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения.

РАЗРЕШАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ МЕТОДОВ

При построении геолого-геофизических разрезов на любую глубину за основу априорно принимаются сейсмические данные; результаты других геофизических методов обычно рассматриваются как дополняющие [22, 33, 38]. Однако следует иметь в виду, что во взглядах сейсмо-разведчиков на природу регистрируемых волн еще много спорного, следовательно, спорны и построенные ими сейсмические границы [19].

По-видимому, наиболее четко и почти повсеместно фиксируются только границы, связанные с кровлей ($V = 5,8 - 6,5$ км/с) и подошвой ($V = 7,6 - 8,3$ км/с) консолидированной земной коры. Причем переход от коры к мантии в разных районах варьирует от резкостных сейсмических границ (границы I рода) до сложных, большой мощности градиентных переходных зон (границы II рода).

Ю. А. Косыгиним с соавт. [10] показано, что из глубинных геофизических методов наиболее информативными чаще всего оказываются сейсмический и гравиметрический, хотя их разрешающая способность неодинакова не только в разных геологических ситуациях, но и для разного диапазона глубин. В условиях сравнительно неглубоких (обычно менее 10 км) континентальных и океанических впадин, заполненных осадочными толщами, в которых сейсмические границы и слои близко соответствуют геологическим границам и слоям, сейсмический метод, несомненно, является ведущим. Второй уровень глубинности и различной разрешающей способности методов — консолидированная земная кора, где информативность сейсмических данных в ряде случаев уступает информативности гравиметрических, так как в этих условиях специфика гравиметрии как индикатора масс и ее меньшая требовательность к контрастности границ сближает гравиметрические модели с реальным геологическим строением недр. Третья ступень — подкоровые пространства, в пределах которых сейсмический метод является единственным, на который можно полагаться при изучении структуры Земли.

Комплексирование сейсмического и гравиметрического методов при изучении коры и мантии осуществляется путем использования корреляционных связей между плотностью и скоростью упругих волн [11, 42, 43]. Использование гравиметрических данных в сочетании с петрофизическими (денситометрическими) позволяет создавать модели глубинного строения тогда, когда сейсмические методы не всегда эффективны — в связи с решением проблем разуплотнения литосферы и гранитообразования, современного и древнего вулканизма и т. п. В общем случае сейсмические и гравиметрические данные чаще всего представляют собой основу при глубинных геолого-геофизических построениях.

Важную роль при построении геотраверсов играют данные магнитных и геоэлектрических методов. Положение магнитоактивных тел в разрезе устанавливается на основании расчетов глубин залегания их нижних и верхних кромок. Однако результаты таких построений, выполненных в различных регионах, приводят к неодинаковым выводам. Вдоль трансконтинен-

тального разреза Русская платформа — Алданский щит намагнитенные тела распространяются до глубин 10—30 км [4]; в пределах зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения выделяются магнитоактивные тела «корового», «подкорового» и «смешанного» типов с максимальной глубиной их распространения до 40 км [40]; на Алданском щите более 90% нижних кромок магнитоактивных тел расположено на глубинах не более 2—7 км [45]. Наиболее сложными при «глубинной» интерпретации данных магнитометрии, вероятно, являются вопросы зависимости положения нижних кромок магнитоактивных тел от геотемпературной обстановки (поверхности Кюри), надежности расчетов их глубин и характера изменений магнитных свойств пород в условиях высоких давлений и температур.

Геоэлектрические методы в ряде случаев существенно расширяют и качественно дополняют представления о глубинном строении Земли, особенно это проявляется в активных тектонических зонах. В частности, данные МТЗ, полученные в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения, позволяют установить наличие токопроводящих горизонтов, по-видимому, связанных с неоднородностями вещественного состава литосферы и зонами частичного плавления вещества на глубинах 20—40, 100—120 и порядка 400 км. Предполагается, что верхний из них имеет преимущественно локальное распространение, второй характерен для всей зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения, третий может быть отнесен к числу общепланетарных явлений. При этом характерно водывмание второго слоя от 100—120 до 70—80 км в направлении от континента к Курильским островам [16]. Следует отметить, что из достаточно большого объема материалов электромагнитных наблюдений, полученных на Дальнем Востоке, пока изучена лишь малая доля информации, и объясняется это тем, что проблема регистрации, обработки и физической интерпретации естественных электромагнитных полей в настоящее время еще далека от своего окончательного решения. Особую сложность представляют вопросы интерпретации данных в условиях геоэлектрических разрезов, характерных для зон сочленения континентов и океанов, где они «находятся пока на стадии интенсиального, но все еще качественного или, в крайнем случае, полужоличественного изучения» [26].

Помимо описанных выше данных, освещающих структуру зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения, при построении геотраверсов используются материалы по геодинамике региона. К ним относятся данные по геотермии, сейсмологии, изостазии, малагическим напряжениям в литосфере и другие.

Геотермия является единственным прямым методом изучения температурного режима недр, т. е. интенсивности теплового потока и геотермического состояния земной коры и мантии. В рассматриваемом регионе тепловой поток изучен сравнительно хорошо. Разными авторами по различным методикам проведены также расчеты геотермического режима [28, 29, 31, 41]. Зона Азиатско-Тихоокеанского сочленения характеризуется резко дифференцированным тепловым потоком, наблюдаемые значения которого изменяются от -28 до 1200 мВт/м². Средняя интенсивность теплового потока в зоне составляет 80 мВт/м², т. е. примерно в полтора раза больше его среднееземного значения.

Исследования показывают, что интенсивность теплового потока находится в обратном соотношении с мощностью земной коры: чем больше последняя, тем меньше тепловой поток, и наоборот. Тектонически активные районы характеризуются повышенным тепловым потоком. Его интенсивность зависит от времени последней магматической активности того или иного района, с возрастом геологических структур такая связь проявляется слабо. Проведенные расчеты позволяют предполагать, что аномалии теплового потока со значениями более $60-70$ мВт/м² обусловлены наличием в литосфере частично расплавленных тел. Глубина до их верхних кромок определяется в $15-30$ км. Судя по особенностям распределения теплового потока, тела подобного типа широко распространены в зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения и практически отсутствуют на востоке Азии и в западных частях океана.

Сейсмичность в регионе имеет двойную природу. Подавляющая часть сейсмической энергии выделяется в пределах так называемой сейсмофокальной зоны: с ней связано преобладающее число очагов землетрясений, в том числе глубоководных. Строешие сейсмофокальной зоны многократно описывались в литературе [33, 34, 38]. Здесь упомянем лишь о том, что ее ширина и угол наклона не остаются постоянными, а изменяются по простиранию в значительных пределах; участки скопления очагов землетрясений сменяются областями их «разуплотнения»; блоки с повышенными скоростями распространения сейсмических волн граничат с блоками, характеризующимися пониженными скоростями; отмечается весьма пестрая картина поля напряжений: участки сжатия чередуются с участками растяжения, что отчетливо устанавливается по результатам изучения механизмов в очагах землетрясений.

Другой тип землетрясений обусловлен тектоническими процессами вне сейсмофокальной зоны. Землетрясения этого типа обычно приурочены к земной коре и, по-видимому, связаны с под-

вижками по разломам или с изменениями объема вещества в результате химических реакций, фазовых переходов и т. д. Их гипоцентры часто образуют цепочки, вытянутые вдоль определенных линий, трассируя тем самым тектонические нарушения или концентрируясь в достаточно широкие и протяженные зоны, которые фиксируют пояса повышенной современной тектонической активности [30, 32]. Изучение условий прохождения сейсмических волн от далеких и близких землетрясений позволяет устанавливать скоростные аномалии в литосфере и подстилающей мантии. Показательной в этом отношении является работа Г. Н. Бугаевского [3], выделившего такие аномалии в мантии Восточной Азии на глубинах до 2900 км.

Интересными для современной геодинамики представляются расчеты полей механических напряжений в литосфере на основе спутниковых гравиметрических наблюдений [13]. Проведенными расчетами установлено, что структурам типа Байкальского и Момского рифтов, Курильской впадины Охотского моря и Японской глубоководной котловине отвечают зоны растяжения. Близкие к нулю поля напряжений приурочены к стабильным в тектоническом отношении структурам типа Охотоморской и Китайской платформ. Естественно полагать, что рассмотренные соотношения полей напряжений с типами геологических структур не исчерпывают всего их многообразия.

Наличие в регионе изостатически уравновешенных геологических структур и структур с изостатически нарушенным состоянием обеспечивает возможности разбраковки тектонических блоков, причины вертикальных перемещений которых связаны с изостазией или же с тангенциальными напряжениями. Определенный интерес при этом могут представлять результаты повторных высокоточных геодезических измерений, позволяющие устанавливать общие тенденции горизонтальных и вертикальных перемещений таких блоков.

Одним из ответственных моментов построения геотраверсов является прогноз вещественного состава и возраста пород на глубину. Это производится обычно несколькими способами. Во-первых, прослеживанием пород, обнажающихся на дневной поверхности или на дне моря, на глубину при помощи геофизических экстрополяций, во-вторых, отождествлением тех или иных геофизических слоев, для которых известны физические свойства, с геологическими комплексами определенного возраста и вещественного состава и в-третьих, путем изучения ксенолитов. Первые два способа дают достаточно надежные результаты при изучении вещественного состава и возраста пород в верхней части разреза до глубины в несколько километров. Третий способ позволяет изучать

вещественный состав пород до глубин в несколько десятков, в ряде случаев в первые сотни километров [18, 23].

ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗУЧАЕМЫХ ОБЪЕКТОВ

При построении глубинных разрезов комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов осуществляется на основе сопоставления физических характеристик, которые устанавливаются в ходе петрофизических и геофизических исследований: к первым из них относятся данные о физических свойствах горных пород, изучаемых объектов, ко вторым — данные о физических полях, создаваемых этими объектами.

В качестве объектов петрофизики выступают главным образом породы, реже геологические формации, объектами же геофизики при глубинных исследованиях чаще являются геологические комплексы и геосферные оболочки. Переход от объектов петрофизики к объектам геофизики возможен только на основе анализа возможных соотношений свойство \rightleftharpoons поле. Поскольку поля, как и свойства, подразделяются на измеряемые и вычисляемые, при построении геотраверсов необходимо учитывать следующие типы переходов [12]: поле измеряемое \rightleftharpoons свойство измеряемое, поле измеряемое \rightleftharpoons свойство вычисляемое, поле вычисляемое \rightleftharpoons свойство измеряемое.

Количество физических свойств в принципе бесконечно, число известных физических полей ограничено. Исследования значимости свойств и полей при изучении геологических объектов разного ранга показали: 1) на породном уровне используются более десятка групп физических свойств [17], а на геосферном уровне инвариантны только две группы измеряемых свойств — упругие и тепловые, 2) роль физических полей в этом же направлении усиливается: если на уровне пород поля для их физической характеристики практически не нужны, то уже на уровне формаций, геоконплексов и тем более геосфер без них подобная задача не решается [12].

Поэтому использование парной или более сложной корреляционных зависимостей типа «плотность — скорость», «теплоемкость — электропроводность», «намагниченность — напряженность магнитного поля» и т. д. должно осуществляться с учетом влияния рангов изучаемых объектов. Следует также иметь в виду, что проблема перехода «поле \rightleftharpoons свойство» обязывает контролировать возможные пределы изменения физических характеристик под влиянием как поверхностных (зона гипергенеза), так и глубинных — высокие P и T — факторов [25]. В методологическом и методическом ас-

пектах эти вопросы представляются наименее изученными.

Петрофизическая и геофизическая изученность советской части зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения неодинакова. Континентальная часть востока Азии, Сахалин и Камчатка достаточно надежно обеспечены информацией о плотности и магнитных свойствах развитых геологических образований. В то же время количество определений физических свойств по образцам, драгированным со дна акваторий, или керну глубоководного бурения крайне незначительно, а материалы такого изучения до сих пор не систематизированы.

Данными гравиметровой и магнитной съемок континентальная часть региона обеспечена достаточно полно; объемы сейсмических, электромагнитных и теплофизических исследований здесь невелики. Окраинные моря советского Дальнего Востока, припонская и прикурильская области Тихого океана характеризуются высокой степенью изученности сейсмическими методами, исследованиями теплового потока, магнитного и гравитационного полей.

Создание «Карты плотности поверхности земной коры Дальнего Востока» [15] с использованием около 700 тысяч определений плотности обеспечило подготовку основы для перехода к объемному изучению глубинного строения рассматриваемого региона и построению петроплотностных моделей зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения. В частности, сопоставление плотностной и гравиметрической карт привело к выявлению инверсии плотности в земной коре и верхней мантии.

Систематизация результатов массовых петрофизических определений, выполняемая в настоящее время в ИГиГ ДВНЦ АН СССР, направлена на создание «Справочника физических свойств пород и руд Дальнего Востока». К этой работе привлечены все дальневосточные производственные геологические объединения и ряд научно-исследовательских организаций. Предварительные результаты анализа материалов показали существенную петрофизическую дифференциацию геологических образований региона и позволили установить основные причины такой дифференциации [5, 14, 24 и др.]. Указанные примеры характеризуют петрофизические срезы, как правило, на уровне поверхности земной коры. Изучение глубинного строения невозможно без прогнозирования градиентов физических параметров по вертикали. В этой связи должны получить дальнейшее развитие исследования, суть которых заключается, во-первых, в определении градиентов физических параметров в верхней (до 5—7 км) части земной коры, обусловленных литостатическим давлением горных масс, во-вторых, рассмотрением корреляционных зависимостей типа плот-

ность \neq скорость в области высоких P и T на глубинах, отвечающих низам коры и верхам мантии. Привязка таких данных к конкретным условиям различных районов зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения, несомненно, повысит надежность глубинных геолого-геофизических построений, выполняющихся по геотраверсам.

ПРОБЛЕМЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Тектонические элементы, формирующие континентальные структуры Азии, океанические структуры Тихого океана и зону сочленения (переходную зону) между ними, различаются между собой строением коры и мантии до глубин, превышающих 400 км. Это проявлено в изменении мощности земной коры и ее «гранитного» и «базальтового» слоев, в наличии в переходной зоне астеносферной линзы (вероятно, отсутствующей в прилегающих районах континента и океана), в широком развитии в ее пределах участков уплотнения и разуплотнения литосферы, в высоком геодинамическом режиме переходной зоны и т. д.

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований в рассматриваемом регионе выделяются три геоблока первого порядка: Тихоокеанская платформа, зона Азиатско-Тихоокеанского сочленения, Азиатский континент.

Контакты Азиатского материка и Тихоокеанской платформы с зоной Азиатско-Тихоокеанского сочленения фиксируются системой глубинных разломов, совпадающих со стороны океана с глубоководными желобами, а со стороны континента — с окраинно-континентальными вулканическими поясами [8]. Существенно различная плотностная характеристика рассматриваемых геоблоков находит достаточно четкое отражение в поле силы тяжести: над глубоководными желобами почти повсеместно устанавливается гравитационная ступень в редукции Буге амплитудой несколько сотен мГл, на протяжении Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса гравитационная ступень отличается несколько меньшей интенсивностью, но достаточной контрастностью, в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса переход от зоны сочленения к матерiku отмечается широкой гравитационной ступенью еще меньшей интенсивности [15]. В установлении границ между геоблоками первого порядка используется и ряд других признаков: мощность и тип земной коры по сейсмическим данным, структурно-формационные характеристики по результатам геологических исследований и т. д.

Наиболее сложными представляются строение, физические характеристики и взаимоотношения геоблоков второго, третьего и т. д. по-

рядков, слагающих зону Азиатско-Тихоокеанского сочленения [21, 22, 33, 38]. Сопоставление геологических и геофизических данных показывает, что «физически разнородные» блоки часто имеют конкретное тектоническое содержание, совпадая с такими геологическими структурами, как платформы, срединные массивы, складчатые области, вулканические пояса, мио- и эвгеосинклинальные зоны и т. д. Есть основания полагать, что иерархия выделяемых по геофизическим данным блоков близко соответствует иерархии геологических структур.

В отличие от геолого-геофизических карт, отражающих главным образом латеральные взаимоотношения отображаемых на них объектов, разрезы по геотраверсам характеризуют особенности взаимоотношений этих же объектов в вертикальной плоскости. Тем не менее разрезы по геотраверсам, как и карты, представляют собой двумерные модели геологического строения изучаемых районов и их составление должно базироваться на одних и тех же правилах геологической картографии. Такими правилами при районировании зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения с помощью геотраверсов являются принципы специализации, соразмерности и однородности описания [9].

Принцип специализации означает, что выделение тектонических (геофизических, петрофизических, геохимических и т. д.) объектов должно во всех случаях осуществляться по фиксированному списку признаков или свойств. Принцип соразмерности предполагает, что эти тела должны выделяться и сопоставляться в соответствии с рангами их размерности и соподчиненности. Принцип однородности описания заключается в том, что для каждого тела должны быть охарактеризованы одни и те же структурные и вещественные свойства с равной или весьма близкой степенью точности и детальности. Отступление от перечисленных правил может привести к смешению понятий и путанице в раскрытии тех или иных закономерностей глубинного строения изучаемых регионов.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ПО ГЕОТРАВЕРСАМ

Имеются многочисленные примеры построения разрезов по геотраверсам [1, 6, 22, 44]. Они отличаются друг от друга как масштабами построений, так и детальностью проработки и изображения геолого-геофизической информации.

Геотраверсы И. С. Вольвовского [6] и Н. А. Беляевского [1] характеризуются наиболее значительной протяженностью, когда от-

дельные опорные разрезы проектируются через весь Советский Союз. Их основная цель — освещение только главных особенностей строения этой обширной территории. Поэтому такие разрезы малодетальны и включают в себя лишь сведения о поведении поверхности консолидированной коры и границы Мохо, некоторые данные о скоростях на этих разделах, предполагаемом положении глубинных разломов, графики магнитного поля на разных высотах, а для геотраверсов, пересекающих зону Азиатско-Тихоокеанского сочленения, также данные о неотектонических движениях, о положении гипоцентров наиболее крупных землетрясений, об удельной сейсмической энергии.

Длина геотраверсов А. Г. Родникова и В. В. Харахинова с соавт. ограничивается шириной зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения, поэтому проработка материалов у них более подробная, нежели у И. С. Вольвовского и Н. А. Беляевского. На эти разрезы дополнительно нанесены сведения о возрасте и вещественном составе пород верхней части земной коры, данные о тепловом потоке и распределении температур в литосфере, токопроводящих слоях, сейсмичности, характере изостатических аномалий и некоторые другие сведения. Кроме того, для геотраверсов В. В. Харахинова с соавт. показателны тщательность изучения геологического строения осадочного слоя с выделением в нем ряда литолого-стратиграфических комплексов по материалам бурения и геофизических исследований, а также попытки прослеживания кровли астеносферы по результатам магнитотеллурических зондирований.

Общая протяженность зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения около 10 тыс. км, в том числе ее советской части — 4000 км. Геологические особенности охватываемых ею регионов приводят к необходимости пересечения этой планетарной структуры системой геотраверсов. Все геотраверсы должны быть ориентированы субперпендикулярно рассматриваемой структуре, иметь выход на континентальный и океанический геоблоки первого порядка и быть увязаны хотя бы одним «поперечным» профилем — это первое методологическое положение, обеспечивающее наибольшую информативность такого рода моделей. Неравномерная сеть и различная степень геолого-геофизической (в первую очередь — сейсмической) изученности рассматриваемой территории обуславливают целесообразность создания разрезов не «идеально» плоскостного типа: на разрезы по геотраверсам предполагается проектировать геолого-геофизическую информацию, полученную в некоторой полосе вдоль линии каждого профиля. Это второе методологическое положение, повышающее обоснованность результатов исследований и в определенной степени усиливающее «объем-

ность» создаваемых моделей. Оптимально допустимое удаление от осевой линии геотраверса, по-видимому, может составлять 50—100 км.

Одним из основных элементов работы над разрезами является построение легенды, основу которой составляют фактические данные — фиксируемые геолого-геофизические признаки. В их числе могут быть:

- геологические, геоморфологические характеристики (геологические границы, разломы, вещественный состав геологических тел по данным геокартирования, бурения и драгирования, рельеф поверхности суши и дна моря, толщина водного слоя и т. д.);

- сейсмические и сейсмологические характеристики (глубины до преломляющих и отражающих границ, положение гипоцентров землетрясений, данные о количестве выделившейся энергии и т. д.);

- электрические характеристики (глубины до различных геоэлектрических горизонтов, значения удельных сопротивлений или электропроводности пород, слоев и т. д.);

- геотермические характеристики (значения теплового потока, положение геоизотерм и т. д.);

- прочностные характеристики (динамические параметры напряжений и т. д.);

- гравиметрические характеристики (графики силы тяжести в различных редукциях, глубины до гравитирующих поверхностей и центров масс и т. д.);

- магнитометрические характеристики (графики магнитного поля, глубины верхних и нижних кромок магнитовозмущающих тел и т. д.);

- петрофизические характеристики (плотность, намагниченность, значения точки Кюри и т. д.).

Следующими элементами легенды могут стать: а) эмпирические обобщения: уплотненные, разуплотненные, низкоскоростные, высокоскоростные, токопроводящие магнитоактивные слои или зоны и т. д., б) результаты геологической интерпретации (поверхности: консолидированной части земной коры, Конрада, Мохоровичича; слои: верхний осадочный, вулканогенно-осадочный, «гранитный», «базальтовый», астеносферный; коро-мантийная смесь; глубинные разломы; сейсмофокальная зона; зоны фазовых превращений вещества и т. д.).

Используя легенду и учитывая принципы соразмерности и однородности описания, на разрезах вначале выделяются и графически описываются объекты наиболее высокого ранга — геоблоки первого порядка, отвечающие восточной части Азиатского континента, собственно зоне Азиатско-Тихоокеанского сочленения, западной части платформы Тихого океана. Протяженность выхода геотраверсов на Азиатский континентальный и Тихоокеанский океаниче-

ский геоблоки должна в каждом конкретном случае определяться целевым заданием исследований. Затем, представляя названные структурные элементы в виде сложных тел, в их составе вычлениют структурные элементы второго, третьего ранга и т. д. Особое внимание уделяется корреляции выделяемых объектов в наиболее сложных узлах — зонах сочленения разнородных структурных элементов.

Масштаб построения разрезов по геотраверсам выбирается в зависимости от смысловой направленности исследований, в том числе различным для обзорных и детальных разрезов. Иногда используются разномасштабные постро-

ения для одного и того же геотраверса либо для каких-то его участков. «Объемность» глубинного моделирования существенно усиливается сочетанием системы геотраверсов (разрезов) и геолого-геофизических карт.

Таковы, по нашему мнению, основные методологические и методические положения, использование которых при изучении зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения с помощью геотраверсов будет способствовать повышению объективности глубинных построений как основы тектонического районирования и прогнозно-минерогенической оценки территорий и акваторий рассматриваемого региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белявский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
2. Большая Советская Энциклопедия. Т. 26. М.: Сов. энциклопедия, 1977.
3. *Бузавеский Г. Н.* Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наукова думка, 1978.
4. *Булина Л. В.* Модель распространения намагниченных тел в верхней части континентальной земной коры. — Геол. и геофиз., 1972, № 3
5. *Ващиллов Ю. Я., Зимникова Т. П., Шидо Н. А.* Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии. М.: Наука, 1982.
6. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973.
7. *Гайнанов А. Г., Исаев Е. Н. и др.* Изостазия и глубинная структура в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану. — В кн.: Верхняя мантия, № 9. Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972.
8. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966.
9. *Косыгин Ю. А.* Основы тектонического районирования. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975.
10. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П.* О геологическом значении сейсмических и гравиметрических данных при глубинных построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4.
11. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. Киев: Наукова думка, 1981.
12. *Каретников А. С., Кулындышев В. А. и др.* Петрофизика: объект, предмет, цели, задачи. — В кн.: Проблемы петрофизики Дальнего Востока. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1978.
13. *Маслов Л. А., Тузов И. К.* Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных. — Тихоокеанская геол., 1982, № 6.
14. *Малышев Ю. Ф., Мастюлин Л. А. и др.* Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканические пояса; их отображение в гравитационном и магнитном полях, некоторые вопросы глубинного строения и металлогении. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов (Краткие тезисы всесоюз. симпозиума). Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976.
15. *Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М. и др.* Плотностные неоднородности земной коры юга Дальнего Востока. — В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977.
16. *Мастюлин Л. А., Малышев Ю. Ф. и др.* Роль и место электромагнитных методов при решении некоторых проблем глубинного строения Восточно-Азиатской материковой окраины и прилегающих акваторий. — В кн.: Глубинные электромагнитные исследования Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980.
17. Определение петрофизических характеристик по образцам. М.: Недра, 1977.
18. *Приходько В. С., Бердников Н. В. и др.* Состав и строение литосферы Северного Сихотэ-Алиня. — Тихоокеанская геол., 1982, № 2.
19. *Резанов И. А.* Сверхглубокое бурение. М.: Наука, 1981.
20. *Родников А. Г.* Геотраверсы земной коры Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1971.
21. *Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979.
22. *Родников А. Г., Гайнанов А. Г. и др.* Геотраверс Сихотэ-Алинь — Японское море — остров Хонсю — Тихий океан. Результаты исслед. по международн. геофизич. проекту. М.: Междуведомств. геофизич. комитет АН СССР, 1982.
23. *Родионова Р. И., Федорченко В. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975.
24. *Романовский Н. П.* Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР. — Сов. геол., 1976, № 12.
25. *Романовский Н. П.* Свойства объектов геофизики (проблемы методологии изучения). — В кн.: Принципы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979.
26. *Светов Б. С., Ваньян Л. Л.* Некоторые результаты проекта электромагнитных зондирований области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980.
27. Словарь иностранных слов. М.: Гос. изд-во иностр. и национ. словарей, 1954.
28. *Смирнов Я. Б., Сузробов В. М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. I. Тепловой поток и тектоника. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1.
29. *Смирнов Я. Б., Сузробов В. М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. II. Карта измеренного и фонового теплового потока. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 4.

30. Соловьев С. Л. Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья.— Геол. и геофиз., 1980, № 9.
31. Соинев В. В., Соловьев В. Н. Стационарная модель температур верхней мантии Охотоморского региона. Геофизические поля Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Южно-Сахалинск, ДВНЦ АН СССР, 1978.
32. Соловьев В. П. Сейсмология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. Новосибирск: Наука, 1979.
33. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979.
34. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Сов. Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969.
35. Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1976.
36. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 2. М.: Мир, 1978.
37. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. М.: Мир, 1979.
38. Тузов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.
39. Тузов И. К. Типы зон переходов от континентов

- к океанам.— В кн.: Геофизич. исследов. строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 30).
40. Тузов И. К., Красный М. Л. и др. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии ДВ сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— Геотектоника, 1967, № 4.
 41. Тузов И. К., Веселов О. В. и др. Геотермика запада Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
 42. Уразаев Б. М., Воларович М. Н., Курскиева А. К. Физические свойства горных пород в глубинных термодинамических условиях. Алма-Ата: Наука КазССР, 1973.
 43. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). М.: Недра, 1976.
 44. Харахинов В. В., Альперович И. М. и др. Строение литосферы Сахалинского региона.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
 45. Штех Г. И. К вопросу геологической природы геофизических аномалий на примере Алданского щита.— В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР (тезисы докладов). Якутск, СО АН СССР, 1980.
 46. Dictionary of Geological Terms (ed C. M. Rice). Michigan, 1960.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
19 мая 1983 г.

УДК 550.42 : 552.313(571.61/62)

В. А. Попеко, В. Э. Пилацкий, В. А. Кайдалов

БАЗАЛТЫ ВЕРХНЕТРИАСОВЫХ-НИЖНЕЮРСКИХ КОМПЛЕКСОВ В СТРУКТУРЕ СЕВЕРНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

(Нижнее Приамурье)

Проведено комплексное геологическое, петрографическое и геохимическое исследование эвгеосинклинальных (верхнетриасовых-нижнеюрских) базальтоидов по профилю через северный Сихотэ-Алинь (Нижнее Приамурье). При интерпретации полученных данных использованы два принципа: сходства-различия с океаническими базальтами и структурной зональности северного Сихотэ-Алиня.

По химическому составу, распределению малых и редкоземельных элементов, особенностям их вариаций и изотопным отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базальты западной части профиля ближе всего соответствуют толеитам верхних частей разрезом океанических котло-

вин ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028$), центральной части профиля — толеитам грабена Красного моря ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039$), восточной части профиля — щелочным оливиновым базальтам изометричных океанических поднятий типа поднятия Хесса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7046$). Соотношения между Zr и Sr, Zr и Ti, Th и Hf отражают общность глубинного источника базальтовых магм для первых двух районов и независимый источник для третьего. Увеличение отношений Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с запада на восток связывается с увеличением глубинности источников. Сходство распределений редкоземельных элементов указывает на отсутствие зависимости этих характеристик от тектонической позиции базальтов.

В сменяющихся по латерали структурных зонах северного Сихотэ-Алиня вулканогенно-кремнистые толщи верхнего триаса — нижней юры являются наиболее древними и имеют в общих чертах сходное строение разрезов. Они рассматриваются как эвгеосинклинальные образования [1,4] либо эвгеосинклинальные серии рифтогенных зон на раннем (позднепалеозойском) гранитно-метаморфическом слое [5]. Состав и структура перекрывающих их юрских и меловых толщ в смежных тектонических зонах отчетливо различаются. Существенное преобладание терригенных пород над вулканитами андезитового типа в разрезах юры и нижнего — низов верхнего мела на правом берегу р. Амур стало одним из геологических аргументов в пользу существования выделенного ранее [4] Тахтинского массива, примыкающего к северо-востока к Амуро-Уссурийскому синклинорию. По-видимому, концепция латеральной структурной неоднородности строения северного Сихотэ-Алиня в подобном варианте может обсуждаться только в том случае, если обнаружатся различия в строении и составе наиболее древних разрезов выделяемых зон. Полагая, что такие различия не были найдены, так как при исследованиях не затрагивались комплексы базальтоидов, нередко превосходящие по объему толщи осадочных пород, мы предприняли исследования базальтоидов верхнетриасовых-нижнеюрских разрезов трех участков северного

Сихотэ-Алиня в Нижнем Приамурье. Базальтоиды основания разреза Горинского синклинория изучены на левобережье р. Вьюн левого притока р. Амгуни. На левом берегу р. Амур выше пос. Маго обнажаются базальтоиды, участвующие в строении фундамента раннемелового Тырского прогиба. В восточной части профиля исследованы базальты, входящие в разрез, подстилающий юрский терригенно-вулканогенный комплекс пород на правом берегу р. Амур в верховьях руч. Ветвистого, в бассейне р. Акчи (рис. 1).

Для выяснения и интерпретации структурной общности или разобщенности базальтоидов этих участков мы использовали критерии их петрологического сходства или различия, основанные на геологических, петрографических и геохимических характеристиках, последние из которых включают соотношения между рассеянными и породообразующими элементами, изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Измерены содержания Sc, Cr, Co, Rb, Sr, Zr, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Tm, Lu, для отдельных проб — Th, Ba, Ta, а также проанализирован валовой химический состав пород.

Для обсуждения условий обособления тектонических зон петрохимические характеристики базальтоидов достаточно информативны, и примеры их использования многочисленны [3,14]. Полученные характеристики базальтоидов позволяют сравнивать геологические условия об-

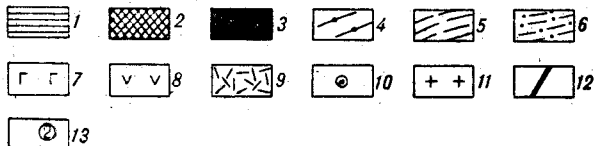
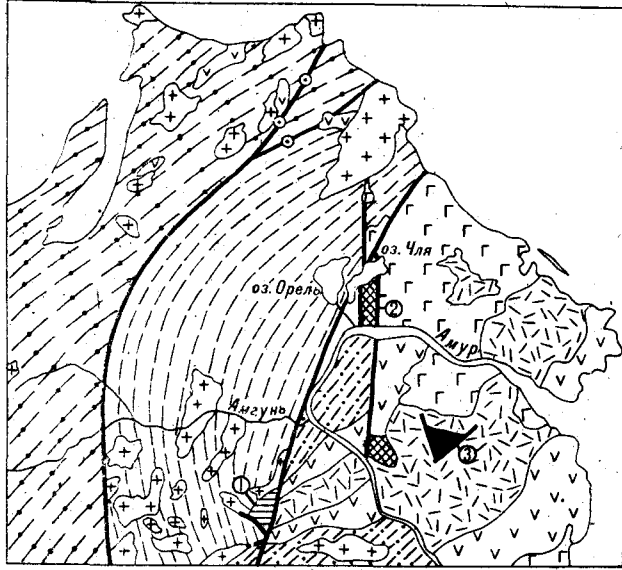


Рис. 1. Размещение верхнетриасовых — нижнеюрских вулканогенно-осадочных комплексов в Нижнем Приамурье.

1—3— верхнетриасовые — нижнеюрские вулканогенно-осадочные комплексы: 1 — вулканогенные и кремнистые, 2 — вулканогенные и кремнисто-алевролитовые, 3 — вулканогенные и алевролитно-песчаниковые с конгломератами; 4—6 — мезозойские глинисто-граувакковые комплексы: 4 — нижне-среднеюрский, 5 — верхнеюрский — нижнемеловой, 6 — нижне-верхнемеловой; 7—9 — мезо-кайнозойские вулканические образования: 7 — базальты, андезитобазальты, 8 — андезиты, 9 — дациты, иппариты; 10 — неоген-четвертичные базальты; 11 — мезо-кайнозойские интрузивные образования (гранодиориты, граниты); 12 — разломы; 13 — места изучения верхнетриасовых — нижнеюрских комплексов и номера участков.

разования участков их распространения, к сожалению, только с условиями образования базальтоидов океанических районов, так как степень изученности базальтоидов эвгеосинклиналей в настоящее время ниже таковой для базальтоидов океанического дна.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Упрощенное строение разрезов верхнетриасовых — нижнеюрских комплексов и их соотношения с более молодыми комплексами показано на рис. 2. На первом участке, на левобережье р. Вьюн вулканические породы составляют 80—90% разреза комплекса, видимая мощность которого оценивается в 850 м. Вулканические породы представлены диабазами, спилитами, измененными базальтами, гялокластитами, вулканическими брекчиями, туфами. Диабазы преобладают над спилитами и в различной степени зеленокаменно-измененными базальтами. Мощ-

ные тела лав (70—260 м) разделены пачками тонкослоистых кремнистых пород (10—20 м) и налегающими на них туфами (55—160 м) либо перекрыты переслаивающимися пластами туфов, базальтов и диабазов, туфоалевролитов с прослоями черных кремнистых алевролитов.

Существенно вулканогенная с прослоями осадочных пород толща прорвана интрузивными телами габбро, габбро-пироксенитов и смята в складки. Без признаков размыва она перекрыта толщей глинистых сланцев и алевролитов мощностью до 500 м, которая определяется как нижне-среднеюрская.

В обнажениях левого берега р. Амур выше пос. Маго вулканические породы образуют отдельные тела в пачках тонкого переслаивания алевролитов, мелкозернистых песчаников и алевроилитов, разделенных прослоями однородных и кремнистых алевролитов. В основании пачек переслаивания лежит слой гравийных туфов базальтов, в кровле пласта переходящих в псаммитовые туфы. Основание видимого разреза инъецировано многочисленными силлами диабазов и габбро. В ассоциации с ними встречаются афировые базальты, образующие в черных алевролитах согласные со слоистостью тела без признаков контактовых изменений вмещающих пород.

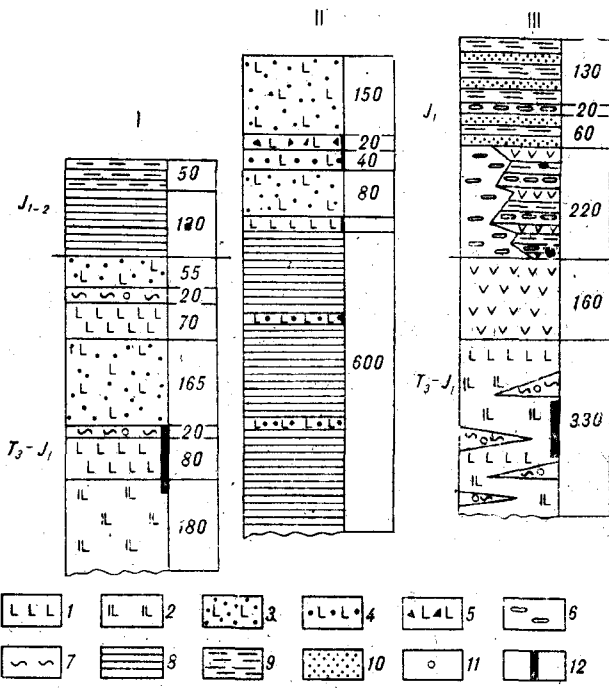


Рис. 2. Схематическое строение разрезов верхнетриасовых — нижнеюрских толщ в Нижнем Приамурье:

I — район бас. р. Вьюн, II — район пос. Маго, III — район верховьев р. Акчи. 1 — диабазы, 2 — спилиты, 3—5 — туфы основного состава (3 — псаммитовые, 4 — гравийные, 5 — агломератовые), 6 — конгломераты, 7 — кремнистые породы, 8 — пелиты, алевроилиты, 9 — алевролиты, 10 — песчаники, 11 — радиоларии, 12 — интервалы опробования.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ

Результаты аналитических исследований базальтоидов верхнетриасовых — нижнеюрских вулканических комплексов приведены в таблицах 1, 2 и отражены на рисунках 3—7.

Базальты левобережья р. Вьюн, относящиеся к западной части профиля, характеризуют излившиеся лавовые, в меньшей степени изверженные туфовые и внедренные полно- и неполнокристаллические тела. Изменения пород умеренные, и классификационные определения их по валовому химическому составу сопоставимы с определениями по соотношениям между редкими элементами.

Излившиеся и инъективные базальтоиды при сходстве главных петрохимических характеристик обнаруживают различия в содержаниях и поведении K_2O , Na_2O , ΣFeO . Обе группы базальтоидов относятся к оливин-двупироксеновым слабо развитым базальтам, что в общем соответствует их модальному составу, особенно в образцах, в которых замещение пироксенов уралитовой роговой обманкой, эпидотом хорошо определяется. Диапазон вариаций содержания MgO в целом невелик — от 7 до 9,5, но с учетом единичных выбросов возрастает до 17%. Наиболее магнезиальными и щелочными являются габбро-диабазы, оливиновые габбро, которые на диаграммах зависимости между содержаниями MgO и другими породообразующими окислами (см. рис. 3) образуют с покровными базальтами единую группу. Для нее отчетливый рост SiO_2 при уменьшении содержаний MgO , TiO_2 , K_2O , значительное увеличение Al_2O_3 ,

Таблица 1

Химический состав базальтоидов, % вес.

Оксиды	Химический состав базальтоидов, в пробах																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	7048a	7048a-1	7048б	7048в	7048г	7048д	7048е	7048о	7048р	7051д	7051е	7051ж	7051з	7051л	7051м	7051н	7051о
SiO_2	47,98	48,86	46,18	48,22	48,51	46,89	50,39	45,08	44,60	44,55	44,80	46,07	45,16	45,26	47,26	43,23	41,35
TiO_2	1,00	0,90	1,10	0,96	1,04	1,20	0,90	1,22	1,04	1,06	0,97	1,04	1,10	1,10	1,26	1,10	0,96
Al_2O_3	14,69	14,63	15,66	14,65	15,75	14,27	13,79	13,38	16,20	13,87	13,36	15,41	13,98	15,51	13,69	15,97	11,81
Fe_2O_3	6,06	3,51	4,07	6,20	4,24	4,90	6,18	4,93	4,72	4,56	4,63	4,32	4,79	5,91	6,80	5,86	4,21
FeO	6,97	10,34	10,27	7,11	7,97	11,85	6,68	13,43	11,13	9,80	9,02	7,90	8,55	7,90	9,34	9,91	9,24
MnO	0,20	0,18	0,20	0,21	0,20	0,21	0,21	0,32	0,19	0,12	0,20	0,21	0,19	0,19	0,21	0,21	0,17
MgO	8,95	7,54	9,30	9,04	8,64	7,92	8,74	8,07	7,98	10,19	8,85	8,38	9,02	8,29	7,01	7,67	17,05
CaO	9,43	10,98	9,57	8,87	9,29	9,36	8,59	10,91	10,56	9,17	11,84	10,77	11,22	10,40	9,50	10,91	8,52
Na_2O	2,13	2,75	2,25	3,00	3,12	2,87	3,12	1,72	2,62	2,83	2,73	2,25	2,38	2,25	3,00	2,00	0,50
K_2O	0,77	0,17	0,29	0,65	0,37	0,53	0,72	0,50	0,29	0,12	0,13	0,22	0,14	0,21	0,08	0,39	0,04
P_2O_5	0,07	0,03	0,06	0,03	0,03	0,07	0,04	0,07	0,05	0,09	0,05	0,04	0,05	0,04	0,08	0,04	0,09
SO_3	0,09	Н. о.	0,02	0,02	0,02	0,03	Н. о.	0,60	0,06	0,04	Н. о.	0,22	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,12
H_2O^-	0,54	0,20	0,06	0,14	0,17	0,22	0,22	0,12	0,02	0,34	0,46	0,26	0,25	0,45	0,34	0,17	0,92
H_2O^+	2,06	Н. о.	0,60	0,78	0,91	Н. о.	0,51	Н. о.	0,19	3,82	3,13	2,95	3,11	3,18	2,40	2,40	6,00
Сумма	99,86	99,89	99,51	99,65	99,92	100,10	99,75	100,23	99,61	99,89	99,26	99,52	99,44	99,81	100,29	99,52	99,11

Химический состав базальтоидов в пробах

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
7051п	7051с	7052а	7072б	7052г	7052ж	7052з	7052п	7053а	7053б
46,28	49,40	46,79	39,97	41,02	54,13	51,56	42,85	49,15	51,35
1,20	0,75	1,11	1,92	1,41	1,68	1,44	0,86	1,10	0,97
14,15	13,48	16,35	12,24	9,41	11,26	12,35	18,17	14,30	14,67
4,40	2,95	3,69	2,83	2,57	1,89	2,86	5,31	2,95	3,69
9,30	6,85	6,04	9,72	6,21	5,93	6,75	8,81	7,90	6,97
0,16	0,43	0,11	0,11	0,10	0,08	0,08	0,15	0,13	0,12
8,90	10,87	5,13	13,33	8,56	8,11	10,90	6,05	7,45	6,92
9,70	8,72	6,92	6,58	14,53	5,79	3,83	5,62	4,15	3,87
2,31	3,08	3,00	1,10	1,32	3,14	2,14	0,71	2,40	0,84
0,54	0,10	1,56	1,31	0,50	0,06	0,17	1,54	2,80	1,40
0,09	0,05	0,33	0,16	0,12	0,12	0,12	0,30	0,12	0,08
0,06	0,07	0,14	0,07	0,06	0,09	0,09	0,06	0,05	0,04
0,27	0,38	0,68	0,96	0,54	0,65	1,11	1,41	0,91	1,00
2,65	3,47	9,13	10,50	14,19	7,51	7,11	10,57	7,51	8,16

99,47 99,55 99,68 99,94 100,00 99,79 99,54 99,72 100,00 98,05

Примечание: 1—9 — район пос. Маго, второй участок (3—8 — базальты, 1, 2, 9 — габбро-диабазы); 10—19 — район бас. р. Вьюн, первый участок (10, 12, 14, 18 — диабазы, 11, 15, 17 — габбро-диабазы, 13, 16 — габбро мелкозернистые, 19 — базальты); 20—27 — район верховьев р. Аччи, третий участок (20, 21, 23, 24, 25, 27 — базальты, 22, 26 — туфы базальтов).

ΣFeO , CaO при падении MgO . Разрозненные точки на диаграммах соответствуют диабазам силлообразных тел.

Диаграмма АФМ (см. рис. 4) хорошо отражает обогащенность пород MgO и их сходство со слабо дифференцированными базальтами океанических котловин. Слабо фракционированный состав базальтов отражают также высокие содержания Sr , Co . Низкие содержания Sc противоречили бы такой характеристике, если отнести ее к щелочному базальту, как это следует из высоких содержаний Rb , а не к толеитовому. Низкие содержания редкоземельных элементов и графики нормализованных по хондриту [2] распределений этих элементов, соотношения между Zr и Sr , Ti (см. рис. 5, 6) дают основания рассматривать их как толеитовые базальты океанических котловин и островов. Изученные нами базальты на графиках распределения редкоземельных элементов характеризуются плоской в основных чертах формой распределения. Среди них выделяются разновидности с дефицитом Sm и Eu , с одной стороны, и с избытком Eu — с другой. Последние характеризуются также наиболее высокими в выборке содержаниями Co , повышенными содержаниями нормативных оливина и магнетита. Таким образом, базальты левобережья р. Вьюн, обладая всеми признаками слабо фракционированных примитивных базальтов океанических котловин, имеют также и специфические характеристики. Следует полагать, что на состав базальтов не повлияли те относительно

Таблица 2

Содержания редких элементов в базальтоидах, 10^{-6} г/г

Содержания элементов в пробах

Элемент	Содержания элементов в пробах																	
	7048а	7048а-1	7048в	7048г	7048е	7048р	7051д	7051л	7051н	7051п	7051о	7052а-1	7052а-2	7052а-3	7052а-4	7052д	7052е	7052п
La	2,59	2,50	1,56	1,42	0,71	1,12	2,31	2,83	1,66	1,95	1,55	8,72	12,09	6,75	12,06	0,69	8,45	5,21
Ce	7,61	7,02	7,63	11,24	7,12	5,80	9,86	7,83	4,95	6,00	7,79	18,60	21,90	16,0	19,40	7,21	21,53	16,51
Nd	5,52	4,74	6,52	6,96	3,10	4,93	6,57	6,96	4,00	4,92	5,31	10,86	9,69	8,62	9,69	2,88	6,33	11,27
Sm	1,63	1,26	2,04	2,13	0,85	1,46	2,03	2,02	1,26	1,72	1,60	2,91	2,11	2,25	2,19	0,50	2,34	2,12
Eu	0,72	0,443	0,80	0,85	0,33	0,77	1,39	1,46	0,68	0,66	0,65	0,86	0,49	0,75	0,55	0,34	0,57	0,70
Tb	0,45	0,30	0,52	0,50	0,28	0,46	0,60	0,52	0,52	0,45	0,46	0,53	0,43	0,32	0,35	0,27	0,39	0,43
Tu	0,25	0,20	0,34	0,30	0,38	0,32	0,38	0,48	0,32	0,31	0,31	0,23	0,23	0,22	0,21	0,22	0,24	0,21
Yb	1,35	1,25	1,97	1,84	2,32	1,20	2,40	3,33	2,37	1,95	2,19	0,95	1,06	1,53	1,03	1,02	1,56	2,21
Lu	0,25	0,23	0,36	0,32	0,39	0,23	0,46	0,57	0,32	0,34	0,33	0,21	0,33	0,19	0,20	0,35	0,34	0,40
Sc	26,81	26,81	29,81	27,34	16,63	13,42	19,21	18,80	12,57	11,65	13,27	7,69	7,31	6,82	11,75	7,50	13,74	14,2
Cr	398,11	398,0	357,70	362,0	218,22	333,41	286,1	380,3	424,8	415,0	935,0	25,91	31,0	36,0	19,1	18,04	98,7	144,1
Co	22,86	22,90	29,90	31,40	17,30	20,63	41,30	41,90	25,1	20,9	46,0	11,78	10,4	8,8	11,6	71,9	12,2	21,5
Hf	—	—	—	—	—	7,82	0,87	—	0,84	—	4,67	0,92	1,41	—	—	—	—	—
Hg	2,58	2,60	2,68	3,50	1,81	3,35	4,40	5,55	2,09	4,99	2,93	—	—	—	—	—	—	—
Rb	60,0	60,0	40,50	38,0	60	32	10	14,6	—	—	42	—	40	41	46	—	—	52,9
Sr	298,0	288,0	175,50	237,0	235,0	248,0	271	282	135	140	130	180	161	200	217	220	242	242
Zr	128,0	135,0	143,0	144,3	147	130	127	122	130	130	131	152	156,5	150	154	132,4	138	164,2

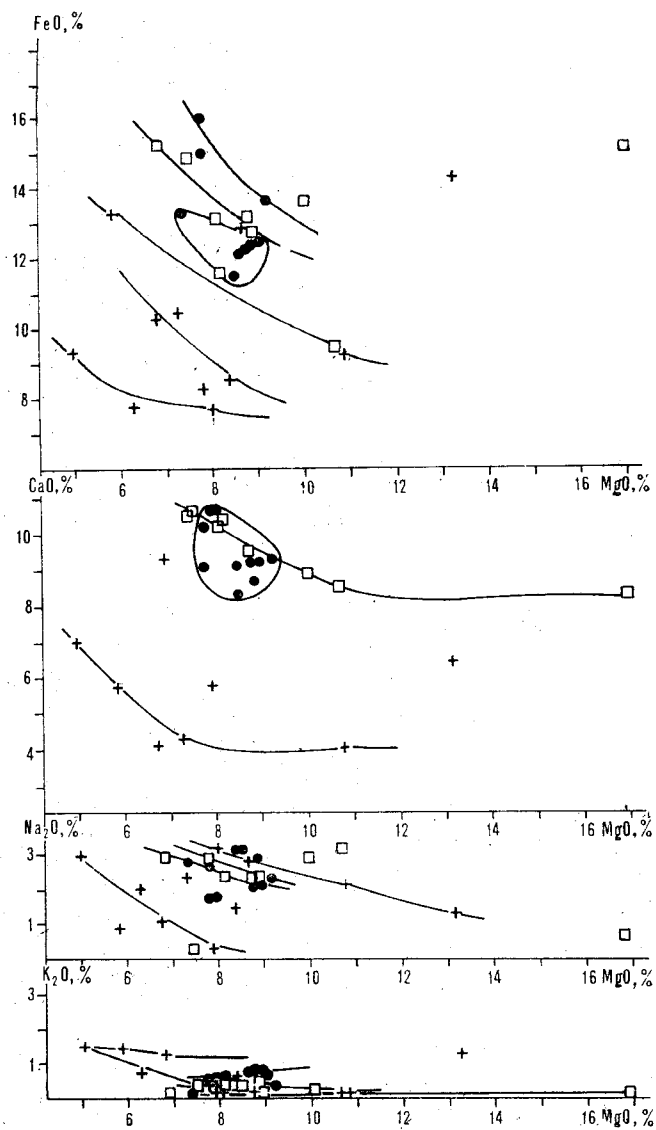
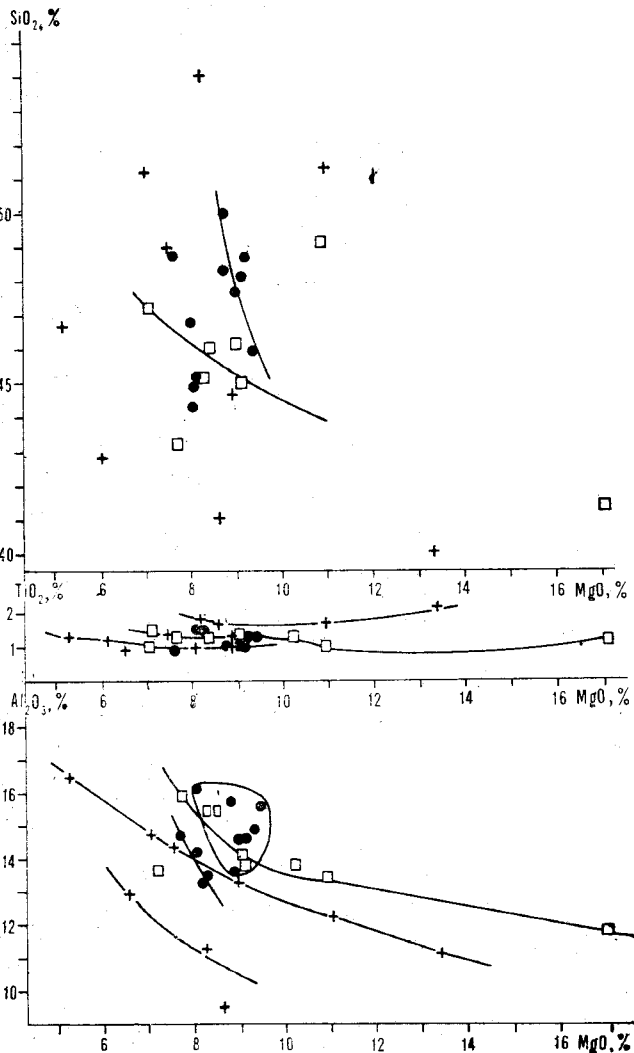


Рис. 3. Вариации породообразующих окислов в зависимости от содержаний MgO в верхнетриасовых — нижнеюрских базальтах.

Здесь и далее обозначены образцы первого участка (№ 7051) квадратами, второго участка (№ 7048) кругами, образцы третьего участка (№ 7052 и 7053) крестами. Вариационные линии на графиках проведены для некоторых сходных в структурных отношениях образцов базальтов. Для базальтов района пос. Маго (второй участок) на диаграммах Al_2O_3 , ΣFeO , CaO в зависимости от MgO показаны компактные поля их фигуративных точек.

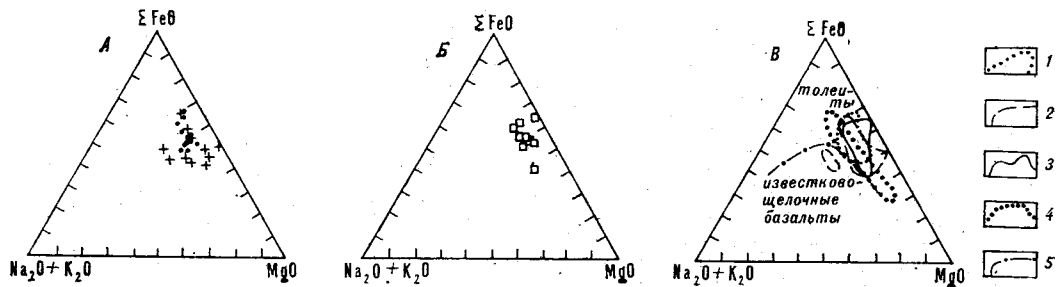


Рис. 4. Диаграммы AFM ($(Na_2O + K_2) - \Sigma FeO - MgO$).

На рис. B: 1 — поле составов базальтов первого участка (западная часть профиля), 2 — поле составов базальтов третьего участка (восточная часть профиля), 3 — поле составов базальтов второго участка (центральная часть профиля), 4 — поле толеитовых базальтов океанических абисселей, 5 — граница известково-щелочных и толеитовых базальтов.

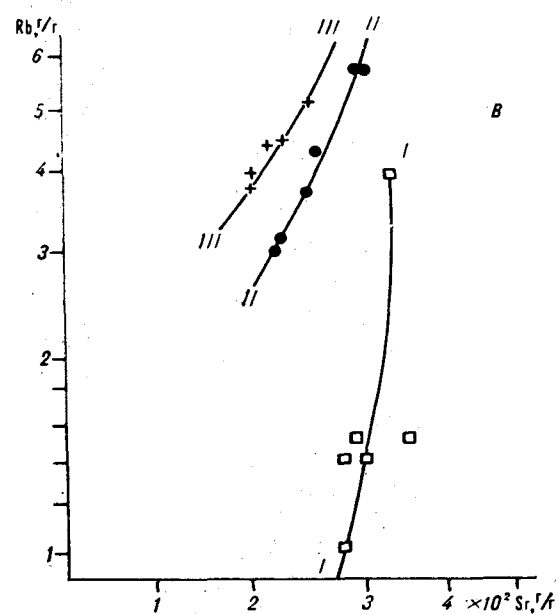
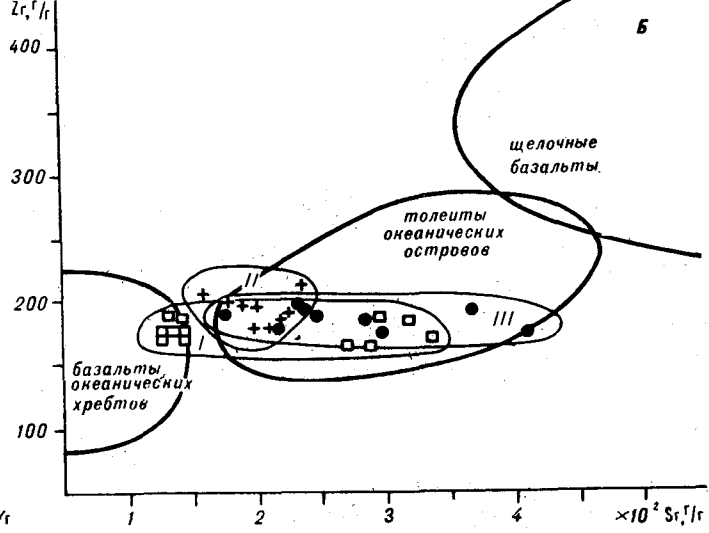
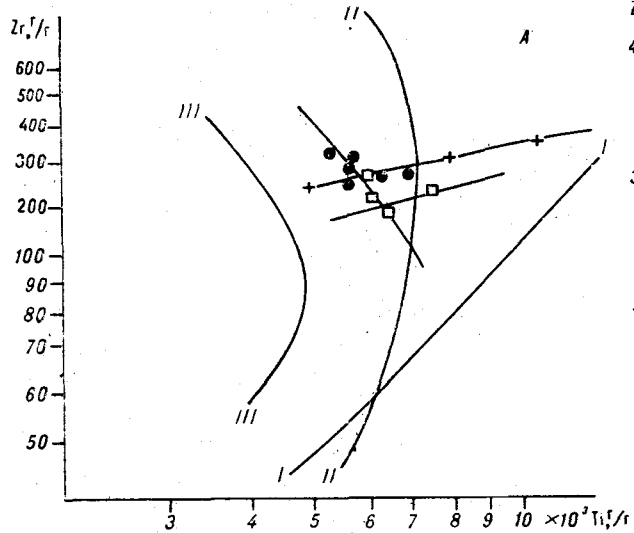


Рис. 5. Диаграммы соотношений между Zr—Ti (А), Zr—Sr (Б), Rb—Sr (В) в верхнетриасовых — нижнеюрских базальтах.

На рис. А приведены вариационные линии для базальтов океана (I—I), островных дуг (II—II) [3] и базальтоидов о-ва Шикотан (III—III). На рис. В показаны поля океанических базальтов (подписаны).

слабые изменения, которые фиксируются в особенностях строения и состава минералов-вкрапленников и основной массы, повышенных содержаниях Rb. По соотношению между K и Rb изменения базальтов незначительны [13]. Низкие содержания K и повышенные для данного типа составов базальтов содержания Rb согласуются с представлениями о возможности интерпретировать низкие изотопные отношения стронция как близкие исходным ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028$).

Базальты левобережья р. Амур к западу от пос. Маго сходны с базальтоидами первого участка по форме залегания, сонахождению покровных и инъективных тел, структуре и

вторичным изменениям пород. Излившиеся и внедренные базальтоиды являются пироксен-оливин-нормативными щелочными базальтами, содержащими 45—50% SiO_2 , 13—16% Al_2O_3 , 0,9—1,2% TiO_2 , 12—16% ΣFeO . На диаграмме AFM (см. рис. 4) они занимают поле базальтов океанических котловин, как и базальты первого участка, но несколько сменены в направлении дифференцированных разновидностей, обогащенных железом. По-видимому, эта особенность состава не может быть полностью объяснена фракционированием исходного расплава. На диаграммах зависимости вариаций порообразующих окислов от MgO (см. рис. 3) хорошо видны сходные вариации SiO_2 , Al_2O_3 и MgO в

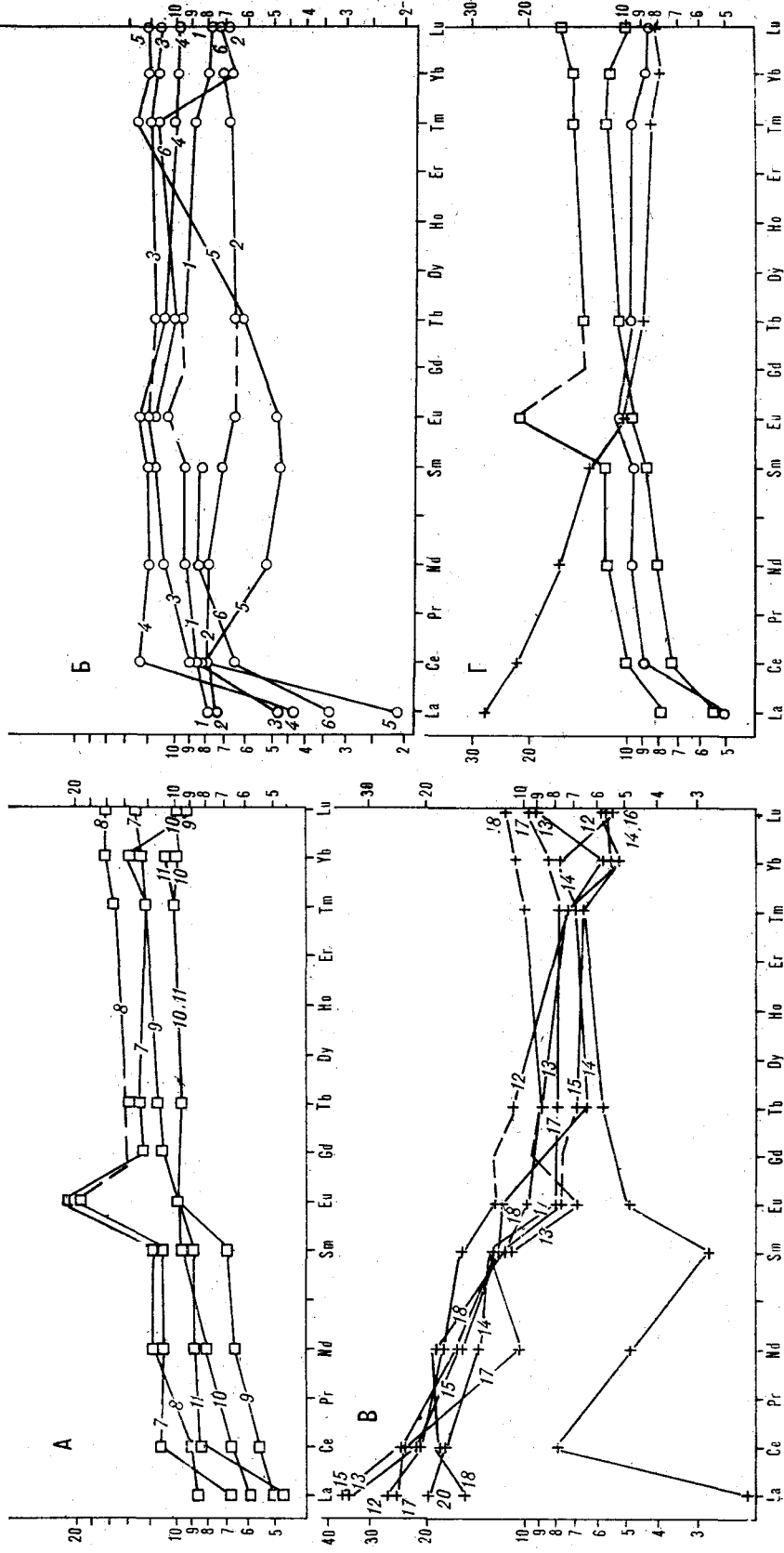


Рис. 6. А, Б, В — диаграммы распределения лантаноидов, нормализованные по хондриту. Номера на графиках соответствуют номерам анализов в табл. 2. Г — диаграммы распределения лантаноидов, нормализованные по хондриту — средние по соответствующим выборкам.

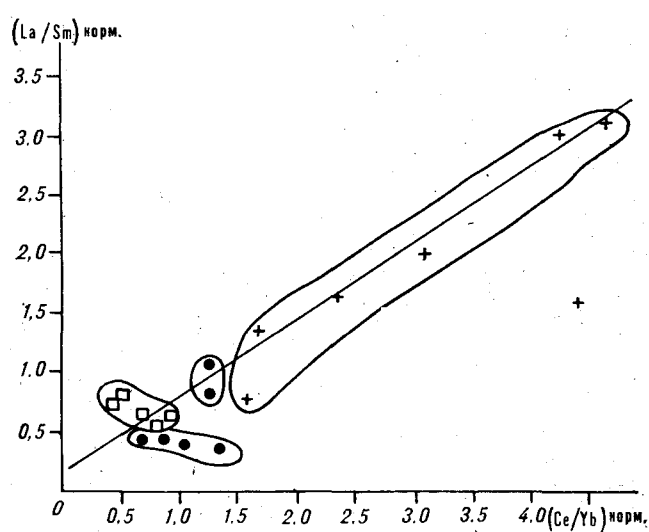


Рис. 7. Диаграмма соотношений нормализованных по хондриту отношений лантаноидов.

покровах и дайках базитов, проявляющиеся в небольших диапазонах изменений содержаний MgO при более заметных высоких содержаниях MgO и колебаниях содержаний Al_2O_3 , SiO_2 в экструзивных телах и силлах. Базальты вулканических тел отличаются также меньшими содержаниями K_2O , что определяет отрицательный тренд отношения между MgO и K_2O . Слабо фракционированный тип базальтоидов определяется также высокими содержаниями Sc, Cr, Co. Концентрации La, Sm, Yb, а также нормализованные их распределения более типичны для примитивных Mg—Fe—Ca-базальтов (см. рис. 6). Диаграмма распределения редкоземельных элементов в базальтоидах в общих чертах сходна с диаграммой толеитовых однородных распределений. Только в отдельных образцах намечается приближение к плоскому толеитовому распределению с отчетливым обеднением пород лантаном. Более высокие, чем в базальтах левобережья р. Вьюн, отношения изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в этих базальтах при отношении Rb/Sr около 0,1 позволяют связывать их образование с иным по составу источником ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7039$).

Базальтоиды восточной части профиля, относящиеся к третьему участку, характеризуют вулканические излившиеся лавовые и изверженные туфовые тела. Они сильно изменены и трудно поддаются диагностике только на основании химического состава породообразующих элементов. В наименее измененных образцах базальтоиды третьего участка соответствуют нефелин-нормативным щелочным оливиновым базальтам, более развитым, чем базальты первых двух районов. Соотношения между MgO и другими породообразующими элементами позволяют разделить их на более и менее раз-

витые. Диапазон вариаций MgO в первой группе от 5 до 8%, во второй от 13,3 до 8%. На уровне 8% MgO эти группы базальтов разделяются резким изменением соотношений MgO и Na_2O , ΣFeO , Al_2O_3 , TiO_2 , SiO_2 , на диаграммах AFM, Zr—Sr (см. рис. 4) эти группы базальтов хорошо сопоставляются с базальтами изометричных океанических подъятий.

Данные по редкоземельным элементам относятся к мицдалекаменным базальтам нижней части видимого разреза. Они характеризуются умеренными содержаниями легких редкоземельных элементов с (Ce/Yb) норм. от 1,4 до 5 и (La/Sm) норм. от 2,5 до 2 (см. рис. 7). Диаграммы распределений редкоземельных элементов характеризуют базальты как обогащенные легкими лантаноидами, иногда со слабым дефицитом Eu. Изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ наиболее высокие по отношению к базальтоидам рассмотренных выше районов (0,7046).

СРАВНЕНИЕ БАЗАЛЬТОИДОВ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ С БАЗАЛЬТОИДАМИ ОКЕАНИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

Для сравнения базальтов Нижнего Приамурья с базальтами океанических районов приводится табл. 3, включающая данные по химическому составу и редким элементам базальтов главных типов океанических районов. Прежде всего следует заметить, что среди изученных базальтов Нижнего Приамурья нет ни одного полного вещественного аналога какому-либо из главных типов океанических базальтов. Сопоставления возможны только по одной из групп признаков — по распределениям редкоземельных элементов, по корреляции между группами окислов либо парами элементов.

Наибольшее число признаков сходства содержат диаграммы ΣNa_2O , $K_2O—FeO—MgO$. Они указывают на возможность сопоставления базальтов Нижнего Приамурья с базальтами абиссальных толеитов, обладающих сходным магнизиально-железистым трендом. Только среди базальтоидов третьего участка содержится породы со щелочной тенденцией изменчивости состава, установленной также для древних комплексов островных дуг. Эта тенденция проявляется и на диаграммах других типов. Диаграммы отношений MgO с другими породообразующими окислами для базальтов всех трех районов различаются между собой и отражают вариации, обусловленные специфическими магматическими процессами для

Средние химические составы базальтоидов Нижнего Приамурья в сопоставлении с базальтами океанических районов (окисел, % вес., элемент, г/т)

Окисел	Базальтоиды Нижнего Приамурья			Океанические базальты					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45,34	47,41	47,10	48,40	51,70	45,58	50,30	49,50	49,78
TiO ₂	1,05	1,04	1,31	2,03	2,77	1,72	2,34	1,50	
Al ₂ O ₃	14,12	14,78	13,57	12,17	16,60	16,14	15,74	14,52	13,74
Fe ₂ O ₃	4,83	4,98	3,09	7,52		6,27	7,25	3,38	11,67
FeO	8,78	9,53	7,40	8,74	10,90	6,46	2,69	7,05	7
MnO	0,18	0,21	0,12	0,20	0,06	0,25	0,17	0,18	0,19
MgO	9,62	8,46	8,28	6,26	4,01	7,82	3,06	7,66	7,76
CaO	9,08	9,73	6,41	10,63	7,43	4,72	6,47	11,89	11,83
Na ₂ O	2,33	2,62	1,82	2,50	4,51	3,38	3,67	2,65	2,11
K ₂ O	0,20	0,47	1,17	0,12	1,68	0,81	3,80	0,12	0,06
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,16	0,18		0,09	0,71	0,19	
SO ₃	0,05	0,08	0,07	0,36					
H ₂ O	0,38	0,19	0,86	1,13		2,74	3,39	0,42	

Элемент

La	2,06	1,65	7,72	3,55	16	4,83	83,9	3,8	2,83
Ce	7,29	7,14	17,31	19,35	118	2,8	175,6	12	8,12
Nd	5,55	5,15	8,48	14,20	73,5		81,7	9,0	
Sm	1,73	1,56	2,06	4,87	17,9	3,09	22,2	3,4	2,25
Eu	0,97	0,65	0,61	1,65	5,70	1,25	5,92	1,26	0,86
Gd					16,3		14,8	4,3	
Tb	0,54	0,42	0,39	1,21	2,4	0,68	2,1	0,85	0,59
Yb	2,45	1,66	1,34	3,91	4,15	2,37	4,8	2,8	2,24
Lu	0,40	0,30	0,29	0,69	0,61	0,34	0,91	0,53	0,34
Hf	2,13	7,80	1,11	4,73		3,16	13,7	2,5	1,70
Sc	15,10	23,47	9,86	65,05	7,3	55,0	7,3	40	47,3
Cr	406,24	344,6	53,26	90,50	322,5		46,1	304	313,0
Co	35,04	24,17	21,01	43,50		47,3	13,8	40	49,4
Zr	128	137,9	149,6	130		111	250		

Примечание. В таблице использованы данные: 1—3 базальтоиды Нижнего Приамурья: 1 — первый участок, бас. р. Вьюн (среднее из 10 анализов), 2 — второй участок, район пос. Маго (среднее из 9 анализов), 3 — третий участок, верховье р. Анчи (среднее из 3 анализов); 4 — базальты скважины 304 рейса 32 «Гломар Челленджер», 304—16—4 (115—158); 5 — базальт скважины 430А [8]; 6 — базальт скважины 468 [9]; 7 — базальты Срединно-Тихоокеанских гор, скважина 313 рейса 32 «Гломар Челленджер»; 8 — базальты Восточно-Тихоокеанского хребта [11]; 9 — базальты нижнего комплекса впадины Науру, скважина 461А [10].

каждого из районов, что не свидетельствует о петрогенетических связях между ними.

Отчетливо проявляется промежуточное по составу положение базальтов второго участка по отношению к базальтам западного и восточного участков профиля. Компактный рой точек составов базальтов этого района (см. рис. 3) не всегда позволяет определить направление изменения породобразующих окислов в зависимости от MgO.

Базальты третьего участка характеризуются низкими исходными содержаниями Al₂O₃, Na₂O, K₂O при более интенсивных темпах их накопления, высокими содержаниями TiO₂ при их уменьшении с уменьшением MgO, слабо проявленной тенденцией к накоплению FeO

при относительно малых содержаниях железа.

Распределения редкоземельных элементов в базальтах всех трех районов различаются между собой. Наиболее приближаются к толеитовому типу распределений и содержания этих элементов базальты первого и второго участков. Однако отношение концентраций редкоземельных элементов в базальтах первого участка к концентрациям их в хондритах отражает также и слабое обогащение Sm, Eu, Gd, установленное для покровных базальтов впадины Науру (скважина глубоководного бурения 462А [7]), Северо-Западной котловины Тихого океана (скважина 307), Центрально-Тихоокеанской котловины (скважина 169 [12]).

Базальты второго участка на графиках распределений редкоземельных элементов иллюстрируются слабо наклонной сглаженной прямой, показывающей также обедненность легкими элементами при слабом обогащении тяжелыми. Сходные распределения и содержания этих элементов приводятся для базальтов осевого грабена Красного моря [6].

Базальты третьего участка имеют распределение редкоземелов, типичное для щелочных базальтов по форме графика, но отличное по содержаниям. В пределах океана такие базальты известны на одиночных вулканических горах в северо-восточном обрамлении Восточно-Тихоокеанской котловины, в провинции высокоглиноземистых базальтов Японии типа вулкана Комуро-Яма [14], для базальтов так называемой зеленовской свиты о. Шикотан.

Направленность изменения содержаний редкоземельных элементов по профилю с запада на восток иллюстрирует график отношений, нормализованных по хондриту La/Yb (см. рис. 7). Последовательное увеличение отношений La/Yb и La/Sm от базальтов левобережья р. Вьон к базальтам верховий р. Акчи нарушается по оси La/Sm для базальтов левобережья р. Амур.

Чтобы установить, насколько различия между базальтами трех районов определяются спецификой местных условий магматизма, рассмотрим соотношения между так называемыми несовместимыми элементами.

Отношения Th/Hf для базальтов направленно увеличиваются с запада на восток и сопоставимы с изменением этого отношения в базальтах скважины 446 Филиппинского моря [14]. Различия в отношениях Zr/Hf для базальтов всех трех районов могут быть следствием ассимиляции магмой пород фундамента, более интенсивной в пределах блока, характеризуемого базальтами р. Акчи. По отношению Ta , для которого имеются только единичные измерения, к Ti базальты верхних частей разреза этого района и андезитобазальты связаны между собой так же, как базальтоидные комплексы внутренних по отношению к океану двойных островных дуг. Для них характерно уменьшение содержаний TiO_2 и Ta от базальтов к андезитобазальтам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Базальты трех сменяющих друг друга по латерали разрезов верхнетриасовых-нижнеюрских комплексов исследованного профиля раз-

личаются по вещественным характеристикам, подчеркивая тем самым различия между структурными зонами, к которым они приурочены. Базальты западной и центральной частей профиля относятся к несколько различающимся между собой толейтам, тогда как базальты восточной части этого же профиля являются щелочными оливиновыми базальтами. По химическому составу, редким элементам и особенностям их вариаций базальты первого участка в общих чертах сходны с базальтами верхних частей достигнутых скважинами глубоководного бурения океанических котловин, второго — со своеобразными базальтами грабена Красного моря, третьего — со щелочными базальтами океанических островов и изометричных океанических поднятий типа поднятия Хесса.

Учитывая одинаковый возраст включающих изученные базальты толщ, охарактеризовать структурные обстановки их нахождения на современном этапе затруднительно. По-видимому, структурные ассоциации сменяющих друг друга по латерали зон базальтоидного магматизма следует оценивать как специфические, характерные для поздних стадий эволюции эвгеосинклинали северного Сихотэ-Алиня.

Соотношения между $Zr-Sr$, $Zr-Ti$, $Th-Hf$ отражают общность глубинного источника базальтов первых двух районов. Для базальтов третьего района вероятен другой состав глубинного источника. Закономерные направленные изменения отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$ с тенденцией к увеличению с запада на восток возможно интерпретировать как увеличение глубин залегания источников.

Значительные вариации содержаний породообразующих окислов и редких элементов в базальтах третьего участка, а также высокие изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, достигающие уровня этих отношений в вулканитах островных дуг, отражают специфику магматизма региона. Однако на восточном участке профиля достигались, по-видимому, только условия магнообразования окраинных морей типа Филиппинского.

Ассоциации базальтов этого участка и последовательность их вещественных типов отражают смену магматизма окраинных морей типа Филиппинского магматизмом, сходным с ранним магматизмом островных дуг. Специфика состава базальтов этого участка позволяет предполагать существование более раннего комплекса базальтов, сходного с базальтами западной части профиля, но, вероятно, более древнего.

1. Геология Северо-Восточной Азии. Т. 4. Л.: Недра, 1973.
2. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979.
3. *Лугц В. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
4. *Салун С. А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978.
5. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
6. *Шиллинг Дж. Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
7. *Batiza R.* Trace — elements characteristics of Leg 61 basalts.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1981, v. 61.
8. *Bence A. E., Taylor S. R., Fisk M.* Major and trace-element geochemistry of basalts from Ojin, Nintoku and Suiko seamounts of the Emperor Seamount Chain: DSDP-IPOD, Leg 55.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1980, v. 55.
9. *Seifert K. E.* Geochemistry of Naury Basin basalts from the lower portion of hole 462 A, Deep Sea Drilling Project, Leg 61.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1981, v. 61.
10. *Seifert K. E., Vallier T. L. et al.* Geochemistry and petrology of igneous rocks, Deep Sea Drilling Project, Leg 62.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1981, v. 62.
11. *Srivastava R. K., Emmermann R., Puchelt H.* Petrology and geochemistry of basalts from Deep Sea Drilling Project, Leg 54.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1980, v. 54.
12. *Vallier T. L., Windom K. E. et al.* Volcanic rocks core-d on Hess Rise, western Pacific Ocean.— Nature, 1980, N 5768, 286.
13. *Verma S. P.* K, Rb, Cs, Ba and Sr contents and isotopic ratios of igneous rocks from Deep Sea Drilling Project, Leg 63.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1981, v. 63.
14. *Wood D. A., Joron J. L. et al.* Major and trace-element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during Deep Sea Drilling Project, Leg 58: a comparative study of back-arc-basin basalts with lava series from Japan and Mid-Ocean Ridges.— Init. Rep. of DSDP, Washington, 1980, v. 58.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
 ИГО Дальгеология
 Хабаровск

Получила в редакцию
 13 апреля 1983 г.

В. В. Иванов

ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ СЕВЕРА
ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА.

Статья 2

В статье приведено описание осадочных бассейнов протоорогенного, дейтероорогенного, платформенного, пограничного и тритоорогенного типов. Подавляющее большинство бассейнов рассматриваемого региона являются многоярусными и комплексно-гетерогенными. Специфика их отдельных разновидностей проявляется в наборах и последовательностях структурно-формационных комплексов и в изменении характера сочетаний преобладающих типов локальных структурных форм как по разрезу, так и по площади. Анализируются закономерности пространственного изменения вещественно-структурных характеристик осадочных бассейнов, типов коллекторов, состава и распределения органического вещества. Многие из выявленных зако-

номерностей определяются общей тенденцией омоложения крупных тектонических зон в сторону Тихого океана. Обосновывается обособление двух поясов осадочных бассейнов — Циркум-Тихоокеанского и Циркум-Арктического. Их сочленение на стыке Северо-Восточной Азии и Северной Америки обуславливает более сложный характер изменения возраста угленосных толщ этого региона, чем тот, который отмечается в других участках Тихоокеанского тектонического пояса. Характеризуются закономерность изменения степени преобразованности пород и парадокс состава органического вещества глубоководных отложений определенного типа.

БАСЕЙНЫ
ПРОТООРОГЕННОГО ТИПА

В строении протоорогенных осадочных (осадочно-породных) бассейнов (ОПБ), как определяется их положением в классификационном ряду [15], основное участие принимают комплексы верхних и нижних моласс, а также нередко подстилающие их формации предшествующей стадии геосинклинального развития. Эти бассейны связаны с различными по тектоническому строению впадинами и прогибами — наложенными, унаследованными, на срединных массивах. Они располагаются как в зонах ранней консолидации кайнозойд, так и в пределах разновозрастных областей мезозойской складчатости Северо-Востока СССР и Аляски. Соответственно выделяются классы объектов с различным возрастом выполнения.

Пусторецкий бассейн расположен на сочленении Пенжинской и Центрально-Корякской зон Анадырско-Корякской системы ранних кайнозойд и выполнен нижнемолассовыми угленосными, грубообломочными, глинистыми и флишными толщами палеоцен-эоценового возраста и перекрывающими их несогласно наземными вулканогенными (P_{2-3}) и грубообломочными морскими и континентальными образованиями (P_3-Q), относящимися к верхней мо-

лассе. Складчатый фундамент гетерогенный и имеет полосовое строение. Наряду с кремнисто-вулканогенными и флишевыми ассоциациями сильно измененных пород верхнего мела вдоль северо-западной прибортовой части бассейна под кайнозойским чехлом прослеживаются относительно слабо преобразованные песчано-глинистые отложения апт-альбского возраста (тихореченская, кедровская свиты).

Бассейн характеризуется продольной тектонической зональностью. Основные его структурные элементы (Кинкильское поднятие, Пусторецкий грабен, Маметчинская и др. мульды) вытянуты в северо-восточном направлении. Степень дислоцированности пород скачкообразно убывает вверх по разрезу. В палеоцен-эоценовом структурном этаже наблюдаются зоны крутых (до 60°) гребневидных антиклиналей. Олигоценовые и неогеновые отложения залегают более полого. Суммарная мощность кайнозой достигает 8—9 км, но в каждом конкретном районе вертикальная мощность разреза оказывается меньше.

За исключением углей среди меловых и кайнозойских отложений отсутствуют породы, аномально обогащенные органическим веществом (ОВ). Доминируют рассеянные формы последнего с преобладанием гумусовой составляющей. Горизонты с хорошими емкостными и фильтра-

данными свойствами достаточно часто встречаются практически по всему разрезу кайнозойской и отчасти апт-альба. При этом наилучшими показателями пористости и проницаемости отличаются полимиктовые песчаники на глинистом или карбонатном цементе.

Пенжинский бассейн, расположенный в одноименной зоне крайней части Анадырско-Корякской системы кайнозойд на границе с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, по сути дела является не осадочным, а вулканогенно-осадочным. Орогенные кайнозойские впадины наследуют позднегеосинклинальный меловой прогиб. В составе комплекса выполнения бассейна ($K_2al^3 - K_2$, а местами и $K_2ar - al$) развиты терригенные, туфогенные и эффузивные образования, составляющие сложное сочетание: по разрезу и площади морскую, континентальную и грубообломочную, угленосную молассовые и наземную вулканогенную (порфировую) формации. Пирокластический материал доминирует в составе нижнесенонских отложений, но в том или ином количестве присутствует в породах практически всех стратиграфических подразделений. Среди песчаников и алевролитов отмечаются лишь туфогенные и граувакковые, в том числе вулканомиктовые разности, которые подвержены интенсивным вторичным изменениям уже на начальных стадиях мезокатагенеза.

Наблюдается четкая продольная и поперечная тектоническая зональность. Вся северо-западная полоса бассейна резко приподнята, а юго-восточная в целом прогнутая зона состоит из серии мульд и разделяющих их поперечных и диагональных поднятий. Мощность комплекса выполнения достигает в прогибах 5—7 км. Локальные складки представлены в центральных частях бассейна обычно относительно пологими брахиформами, а вдоль его юго-восточного борта отмечаются также линейные, нарушенные разломами структуры.

В основной своей части породы отличаются очень незначительными содержаниями ОВ (углерод некарбонатный $C_{нк}$ в среднем меньше 0,5%) существенно гумусового типа. Вероятно, сказывается разбавляющее и геохимическое влияние пирокластического материала. Концентрации ОВ возрастают лишь в угленосных толщах. В силу вышеуказанной специфики состава обломочных пород гранулярные коллекторы развиты в основном лишь среди поздне-сенон-датских и кайнозойских отложений, реже — среди более древних, преобразованных не выше градаций протокатагенеза.

Анадырский бассейн отличается ярко выраженным наложенным характером. Он перекрывает сложную зону сочленения флангового затухания Анадырско-Корякской системы кайнозойд с сопредельными структурами Чукотских

мезозойд и западным выступом Чукотско-Сьюардского блока. Кроме того, здесь протягиваются меловой Охотско-Чукотский и палеогеновый Анадырско-Бристольский вулканогенные пояса. Бассейн характеризуется причудливой конфигурацией в плане и различной ориентировкой внутренних тектонических элементов [6, 13]. В общем плане в нем выделяются две зоны. На севере и северо-востоке комплекс осадочного выполнения представлен лишь молодыми ($N - Q$) грубообломочными отложениями мощностью до 2—2,5 км, которые залегают непосредственно на палеоцен-эоценовых эффузивах, перекрывающих, в свою очередь, более древние разнообразные по генезису и составу породы складчатого основания. Эти районы отличаются слабokonтрастной тектоникой, положим залеганием слоев, пшамитовым типом локальных поднятий обычно конседиментационного развития. У южного края этой зоны под палеоцен-эоценовыми эффузивами располагаются морские терригенные и континентальные угленосные породы верхнего мела, образующие погребенный этап комплекса выполнения.

Участки бассейна, приближенные к его южному и юго-западному обрамлению, отличаются большей (до 3—5 км) мощностью неоген-четвертичных отложений и присутствием под ними существенно глинистых и алевролитоглинистых образований верхнего эоцена — олигоцена (до 3 км). Раннепалеогеновые вулканиты здесь сокращаются в мощности и замещаются терригенными образованиями. Ниже в разрезе погребенного этапа выполнения присутствуют толщи терригенных и терригенно-туфогенных отложений альбского — сенонского возраста. В этих районах ярко проявились молодые тектонические движения с горизонтальной составляющей, что обусловило образование надвигов и взбросов, вдоль которых располагаются узкие высокоамплитудные антиклинали, часто осложненные явлениями течения глинистых масс, а также бескорневые складки срыва.

В целом молассовые комплексы бассейна представлены следующим набором формации: 1) морской туфогенно-терригенной ($K_2al^3 - K_2sr$); 2) континентальной угленосной ($K_2sr - d$); 3) наземной вулканогенной (P_{1-2}), переходящей латерально в угленосную и морскую терригенную; 4) морской пелитолитовой (P_{2-3}); 5) прибрежно-морской угленосной (N); 6) грубообломочной континентальной и морской (Q).

Характер распределения ОВ определяется угленасыщенностью разреза. По составу оно гумусовое и сапропелево-гумусовое (III тип по Б. Тиссо). Слабое возрастание (в пределах того же типа) «сапропелевой» составляющей в ОВ отмечается у пород эоцен-олигоценового возраста. Пределы распространения гранулярных коллекторов, как в большинстве охарактере-

рифованных ранее бассейнов геосинклинального типа, ограничиваются в основном неогеновыми отложениями [21] и глубинами погружения до 2,5—3 км.

Бассейн залива Кука (Кук-Инлет) по своему геотектоническому положению в краевой части ранних кайнозойд (в данном случае системы Матануска) близок к Пенжинскому, но этим, подобие двух объектов ограничивается. Различия же в составе и мощности выполнения проявляются контрастно. В бассейне Кук-Инлет осадочный чехол, мощность которого достигает 20 км, четко подразделяется на два этажа — мезозойский ($J_2 - K_2$), представленный морской молассой, и кайнозойский, состоящий из континентальных, дельтовых и астуариальных угленосных отложений. Среди обломочных пород преобладают типичные аркозы. По форме бассейн представляет собой асимметричный грабен с фокусом максимального прогибания в северо-восточной части. Породы кайнозойского этажа смяты в систему пологих складок, среди которых присутствуют как конседиментационные структуры длительного развития, так и новообразованные вдоль молодых тектонических нарушений [45]. Степень дислоцированности и вторичной преобразованности мезозойских пород имеет ярко выраженный зональный характер. При этом наблюдается своеобразное, но, видимо, достаточно распространенное явление, на которое в свое время обратил внимание И. В. Высоцкий [8], когда на поверхности в районах обрамления породы нижнего этажа оказываются измененными и деформированными сильнее, чем в центральных погруженных участках бассейна.

В разрезе, за исключением углей, отсутствуют породы, аномально обогащенные ОВ. В большинстве случаев концентрации последнего ниже кларковых уровней и достигают их лишь в среднеюрской формации Тукседни ($C_{\text{нк}} = 0,5-1,6\%$, $C_{\text{ср}} = 0,77\%$ [38]). Гранулярные коллекторы широко распространены среди кайнозойских отложений и, наоборот, практически отсутствуют среди мезозойских. Кварц-полевошпатовые псаммиты кайнозойского возраста сохраняют хорошие коллекторские свойства вплоть до глубин 4—5 км.

В пределах Центральной Аляски, геосинклинальное развитие которой завершилось ларамийской складчатостью и гранитоидным магматизмом, располагается несколько межгорных впадин, заполненных кайнозойскими отложениями преимущественно континентального генезиса. Большинство из них (Поркьюпайн, Тананские, Холитна, Минчумина, Коппер-Ривер) отличается небольшими размерами, наложенным характером, незначительными (до 1,5—2 км) мощностями орогенного молассового комплекса и пологим залеганием слоев [40].

Лишь в прибрежных бассейнах Кусковимском и Бристольском мощность осадочного чехла заметно возрастает.

Бристольский бассейн, изученный лучше, по своему положению непосредственно в тыловой части Алеутской зоны, казалось бы, должен рассматриваться как задуговой раннегеосинклинальный. Однако, располагаясь вблизи фланговой части этой зоны, на ее стыке с ларамидами Центральной Аляски, бассейн по формационному составу выполнения оказывается близок к протоорогенному типу. Он имеет асимметричный поперечный профиль с пологим северным и более крутым южным бортом. На севере фундаментом служат геосинклинальные сложно дислоцированные комплексы пермского — верхнемелового возраста и раннекайнозойские эффузивы, на юге возрастной диапазон пород складчатого основания ограничивается нижней юрой; относительно слабо преобразованные прибрежно-морские молассоидные образования средней юры — мела формируют здесь нижний этаж комплекса выполнения. В составе верхнего кайнозойского этажа доминируют терригенные континентальные угленосные и прибрежно-морские отложения, которые на Аляскинском п-ве нередко замещаются толщами эффузивно-пирокластических пород. Мощность верхнего этажа достигает в южной части 4,5—5 км, а всего комплекса выполнения 9—10 км [46, 48]. Степень дислоцированности отложений возрастает вниз по разрезу.

Распределение ОВ тесно связано с угленасыщенностью пород и варьирует в широких пределах. Повышенными концентрациями рассеянных его форм и растворимых компонентов отличаются отложения палеогенового и особенно эоцен-олигоценного возраста. Пласты-коллекторы распространены преимущественно среди неогеновых и реже — палеогеновых отложений. Как и в ряде других бассейнов, быстрое ухудшение коллекторских свойств обломочных пород вниз по разрезу обусловлено существенно вулканомиктовым и туфогенным их составом и плохой сортировкой зерен.

В Верхояно-Чукотской области мезозойд расположены три бассейна протоорогенного типа. Наибольшим по размерам является *Индигово-Зырянский*, который занимает положение на стыке Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинклинальной систем. Своеобразие его заключается в двух главных особенностях. Во-первых, бассейн связан с краевой частью Илинь-Тасского регенерированного (а затем инверсированного) прогиба. Поэтому в верхнеюрской — нижнемеловой секции его разреза, суммарная мощность которой достигает 10—13 км, присутствует, особенно в юго-западной полосе, классический ряд геосинклинальных формаций — вулканогенно-осадоч-

ная, аспидная, флищевая, морская и континентальная молассовые [19, 27]. Орогенный комплекс наращивается грубообломочными континентальными отложениями верхнего мела и кайнозоя. Во-вторых, породы основного верхнеюрского — кайнозойского этажа выполнения бассейна перекрывают разнородные структурно-формационные зоны, в том числе склоны Селенныхского и Приколымского поднятий, где широко распространены карбонатные и терригенно-карбонатные ассоциации зонально преобразованных пород. Они могут рассматриваться в качестве нижнего этажа комплекса выполнения.

Бассейн обладает продольной и поперечной структурной зональностью. Первая проявляется прежде всего в его асимметричном поперечном профиле. Юго-западный борт бассейна крутой, осложнен надвигами, взбросами, узкими крутыми, наклоненными на северо-восток складками. Северо-восточное крыло — более пологое с флексурами и относительно спокойными пликативными дислокациями. В осевой прогнутой зоне выделяется пять глубоких мульд, разделенных поперечными поднятиями или седловинами.

В верхнеюрском — кайнозойском разрезе ОВ присутствует как в рассеянной (на уровне кларковых концентраций), так и в гомогенной (в виде угольных пластов) форме. Здесь оно существенно арконовое (гумусовое) по составу. Среди палеозойских, особенно девонских — каменноугольных отложений распространены пачки пород доманикоидного типа, горючие сланцы и кремнисто-туфоженно-глинистые образования с концентрациями сапропелевого ОВ до 3—10% [20, 25].

Хорошие коллекторские горизонты развиты в основном в верхах разреза — среди кайнозойских, верхне- и частично нижнемеловых отложений.

Момский бассейн, несмотря на яркую морфоструктурную выраженность и связь с четвертичной рифтовой зоной [12], относится к разновидности редуцированных. Меловые угленосные отложения по сравнению с таковыми соседнего Индигиро-Зырянского прогиба представлены только своей нижней (неоком) частью, максимальная мощность которой — 2,5—3 км. Они подстилаются песчано-сланцевыми толщами верхней юры и карбонатными образованиями палеозоя. Породы заметно преобразованы (до стадий позднего мезо- и апокатагенеза). Наблюдаются отдельные узкие синклиналильные зоны, разделенные контрастными поднятиями и перемычками, где локальные структуры раскрыты и сильно эродированы. Рассеянное и гомогенное ОВ обеднено растворимыми компонентами. Коллекторские свойства алевро-псаммитов неудовлетворительны — эффективная пористость нигде

не превышает 4—5%, а газо-проницаемость — 1 мД.

Ульганский бассейн, расположенный на северном краю Омолонского массива, выполнен практически лишь угленосными отложениями альбского возраста (мастахская свита) мощностью до 2—2,5 км. Нижнюю часть разреза слагают аптская эффузивная толща, а также прорванные интрузиями и зонально измененные различные по составу и генезису породы более древнего возраста (неокомские вулканогенно-осадочные, юрские грубообломочные, триасовые глинистые и карбонатные, верхнедевонские — пермские карбонатные, терригенные и вулканогенно-осадочные). Альбские отложения дислоцированы в пологие (5—25°) брахиформные складки, а комплекс подстилающих образований характеризуется ярко выраженной блоковой тектоникой.

ОВ неравномерно распределено по разрезу. Гумусовые угли и углистые породы присутствуют среди альбских, готеривских, верхнеюрских, а в отдельных участках — нижнеюрских, верхнетриасовых, нижнепермских и нижнекаменноугольных отложений. Характерная особенность ниже- и среднетриасовых пород Омолонского массива — наличие горючих сланцев, обогащенных сапропелевым ОВ.

БАССЕЙНЫ ДЕЙТЕРООРОГЕННОГО ТИПА

Под дейтероорогенезом К. В. Боголепов [4] (автор этого термина) понимал процесс горообразования, протекающий после периода стабилизации области завершенной складчатости и не связанный непосредственно с ее геосинклинальной предысторией. Тем самым дейтероорогенез противопоставлялся протоорогенезу или эпигеосинклинальному орогенезу, но охватывал такое явление, как эпиплатформенный орогенез, который считался его частной формой. Сузив рамки значения данного термина [15], мы ограничились его лишь повторными орогеническими событиями в областях завершенной складчатости, не испытавших до этого стадии регионального погружения, т. е. не превратившихся в плиты. Дейтероорогенез противопоставляется в данном случае и протоорогенезу (эпигеосинклинальному) и тритоорогенезу (эпиплатформенному). Его частной формой может являться тафрогенез, а районы проявления отвечают поступноорогенным областям В. В. Белоусова [3] или рекуррентно-орогеническим областям В. Е. Хайна [34].

В рассматриваемом регионе типичными представителями подобных структур являются, например, мелкие наложенные послегеосинкли-

нальные (верхнемеловые, палеогеновые, миоценовые) впадины Верхояно-Чукотских мезозойд — Аркагалинская, Право-Хетинская, Эльгено-Буондинская и др. [32]. К подобного типа объектам более крупного размера отнесены Ямско-Тауйский и, условно, Кашеваровский ОПБ.

Ямско-Тауйский бассейн объединяет рифтогенную систему сопряженных и полуизолированных грабенообразных впадин, наложенных на Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Кони-Тайгоносскую систему мезозойд. Они заполнены эоценовыми — четвертичными (возможно, и более древними) терригенными угленосными, отчасти туфогенными отложениями континентального генезиса. В прибрежных и, вероятно, шельфовых участках бассейна в средне-верхнемеловых разрезах отмечаются пачки прибрежноморских отложений. Общее строение впадин и характер локальных структурных форм довольно просты. Наблюдаются прибортовые моноклинали, флексуры, малоамплитудные нарушения и изометричные складки с углами наклона крыльев 5—20°, реже до 40°. Мощность кайнозойских отложений изменяется от первых сотен до 2500—3000 м.

Содержания ОВ в тонкообломочных породах наиболее глубоких впадин превышают кларковые значения [16]. Несмотря на континентальный генезис этих отложений, их ОВ имеет существенно сапропелевый характер и образовалось в значительной мере за счет фоссилизации пресноводных зеленых, пиропитовых и диатомовых водорослей. Среди алевро-псаммитов присутствуют как полимиктовые (граувакковые), так и кварц-полевошпатовые разновидности, обладающие хорошими коллекторскими свойствами.

Узкий Кашеваровский бассейн выделяется как рифтогенная структура [10] в пределах древнего блока центральной части Охотского моря. Мощность отложений достигает в нем 3 км.

БАСЕЙНЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Бассейны платформенного типа связаны с обширными молодыми областями прогибания на северных низменностях, Восточно-Арктическом (вместе с северной частью Северо-Беринговоморского) и Северо-Охотского шельфах. Эпимезозойский чехол (видимо, неоднородный по возрасту) характеризуется слабоконтрастной тектоникой и несогласно перекрывает структурные элементы доплитной стадии развития. В числе последних, как вытекает из положения данного типа бассейнов в классификационной схеме и из конкретного геологического материала, присутствуют дейтероорогенные грабены,

протоорогенные и позднегеосинклинальные впадины мезозойд, складчатые геосинклинальные комплексы и, возможно, структуры сингеосинклинальных чехлов срединных массивов. В северных районах Восточно-Арктического шельфа молодой чехол, как отмечалось, перекрывает участки эпикаледонской платформы (Барроу-Беннетскую плиту и выходы складчатого комплекса каледонид), а также пограничные структуры на стыке этих элементов с мезозойдами — Котельническо-Бруксовскую зону и систему своеобразных прогибов, лежащих на продолжении Колвиллского краевого*.

В южной части Восточно-Арктического и северной Северо-Беринговоморского шельфов на полноскладчатых мезозойдах располагается несколько ОПБ: Лаптевско-Янский, южная часть Новосибирского, Северо-Кольмский, Чаунский, Лонгско-Чукотский, бассейны Нортон и Св. Матвея. Их фундамент образован дислоцированными и интродуцированными породами геосинклинального и позднегеосинклинального комплексов мезозойд, основания и чехлов срединных массивов. Несколько пониженной степени катагенеза отличаются лишь карбонатные толщи палеозойского возраста в отдельных участках Чукотско-Сьюардского массива [18, 39]. В составе комплекса выполнения присутствуют отложения верхнемелового (возможно также альбского) — кайнозойского возраста, но в каждом бассейне стратиграфическая полнота разреза, видимо, различна.

В краевой южной части *Лаптевско-Янского ОПБ* распространены датские — эоценовые существенно глинистые паралические угленосные образования, в какой-то степени отвечающие дейтероорогенному комплексу, а также более молодые разнообразные по составу континентальные толщи. На границе олигоцена и неогена в разрезах фиксируется несогласие и заметное возрастание роли грубообломочных отложений. Эта часть бассейна характеризуется блоковой тектоникой. Грабены и горсты резко дискорданты простираются мезозойских структур Верхоянского хребта и лишь иногда вписываются в них (Омолойский грабен). Мощность комплекса выполнения меняется до 3—4 км. Однозначная информация о строении участков бассейна в центре моря Лаптевых отсутствует. При любом из существующих вариантов геологической модели этих районов [7, 30, 31] стратиграфический диапазон комплекса выполнения бассейна здесь, вероятно, может расширяться.

В строении *Тастахского бассейна* участвуют кайнозойские терригенные угленосные образо-

* Соответственно расположенные здесь бассейны, видимо, относятся к иной разновидности и будут охарактеризованы совместно с Колвиллским (Северо-Аляскинским).

вазия мощностью до 2—2,5 км. Не исключено, что в погруженных зонах присутствуют породы и более древнего возраста.

Мощность чехла в *Северо-Кольмском* и южной наземной части *Новосибирского бассейна* лишь в отдельных небольших грабенах достигает 1—2 км и возрастает до 2—3 км на юге Восточно-Сибирского моря, где располагается обширная впадина, вытянутая в субширотном направлении [7, 34] и названная Благовоющей-ским прогибом [14].

Невелика мощность (до 700 м) найновозойского чехла и в прибрежной части *Чукотского бассейна*. Здесь вскрыты эоцен-олигоценные и неоген-четвертичные угленосные отложения в континентальных и частично мелководно-морских фациях. В их составе преобладают пески, песчаники, алевролиты.

На юге Чукотского моря и в проливе Лонга располагается достаточно крупный *Ломско-Чукотский* (Южно-Чукотский) ОПБ, восточная приближенная к Аляске часть которого известна под названием впадины Хоуп. Мощность комплекса выполнения достигает 3—4 км. По сейсморазведочным данным в нем выделяются три этажа. Верхний, характеризующийся скоростями продольных сейсмических волн 1,7—2,9 км/с, распространен по всей площади бассейна и сопоставляется с олигоценными (?) — четвертичными континентальными и прибрежно-морскими отложениями побережья. В нем наблюдаются очень пологие складки шириной до 5—10 км и амплитудой 100—400 м, а также крупноплавающие разломы со смещением до 500 м [41]. Породы среднего этажа со скоростями 3,1—3,3 км/с развиты преимущественно в погруженных частях бассейна и характеризуются более крутыми углами наклона. Они, видимо, соответствуют дейтероорогенному комплексу и параллелизуются с сенон-датскими и палеогеновыми угленосными и вулканогенно-осадочными образованиями, которые развиты в долине р. Кобук и вскрыты скважинами на мысе Эспенберг и Нимук [39]. Нижний этаж мощностью до 1—1,2 км в осевой части бассейна может отвечать протоорогенным впадинам мезозойского периода.

Кайнозойские отложения, как показывают буровые данные, теряют свои флюидопроводящие свойства на глубинах около 2—2,5 км, где коэффициент открытой пористости снижается до 10% и менее.

Бассейн Нортона, занимающий акваторию одноименного залива в северной части Берингова моря, наложен на структуры Чукотско-Сьюардского массива и Кускоквим-Кобукской системы. В составе комплекса выполнения выделяются два этажа: нижний, залегающий в наиболее глубоких грабенах и представленный вулканогенными и грубообломочными породами (K_2 ? —

P_1), и верхний, который в виде чехла перекрывает все более древние образования [39]. Бассейн отличается ярко выраженной мелкоблочковой или «клавишной» тектоникой. Амплитуды смещения по сбросам изменяются от нескольких сотен до 3—4 тыс. м. Максимальные мощности комплекса выполнения достигают 5—6,5 км, но размеры таких зон ограничены — на 90% площади бассейна глубины его не превышают 3 км.

Среди отложений чехла, за исключением углей, отсутствуют породы, сколь-либо обогащенные ОВ. Несколько повышенные (2—2,5%) его концентрации отмечаются в пермо-триасовых глинистых сланцах о. Св. Лаврентия [39]. Интересно подчеркнуть, что глинистые породы с подобным (2—5%) содержанием ОВ встречаются также в разрезах наметноугольных, верхнетриасовых, верхнеюрских и валаджинских отложений северной Чукотки и о. Врангеля [23, 24, 26].

Южнее расположенный бассейн Св. Матвея характеризуется причудливой формой в плане, которая отражает, видимо, его тектоническую дифференцированность. Мощность чехла достигает лишь 1—1,5 км [47].

Северо-Охотский бассейн заполнен в основном кайнозойскими отложениями, которые несогласно перекрывают разновозрастные структурные элементы — подводные продолжения Охотского массива, Кони-Тайгоносской складчатой системы, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а также другие тектонические зоны не выясненной до конца природы, отдельные фрагменты которых обнажаются на дне центральных участков Охотского моря [9, 10]. Мощность чехла достигает в отдельных прогибах 6—7 км. Отмечается выдержанность характера сейсмостратиграфических горизонтов на огромных расстояниях. Они образуют три толщи. Нижняя — грубослоистая и, видимо, существенно грубообломочная залегает в грабенах и наиболее погруженных частях бассейна, она может отвечать дейтероорогенному комплексу (P_{1-2} ?). Средняя толща акустически прозрачная и однородная, судя по разрезам соседних районов суши, вероятно, сложена существенно глинистыми и (или) кремнисто-глинистыми образованиями (P_2^3 — N_1^1 ?). Вверху залегают молодые слоистые отложения, которые «выпескиваются» на борта бассейна и смежные поднятия. Они залегают очень полого и образуют изометричные в плане спокойные широкие складки.

БАССЕЙНЫ ПОГРАНИЧНОГО ТИПА

Поскольку области проявления различных геотектонических режимов сосуществуют в пространстве, между ними нередко образуются

недифференцированные зоны прогибания, сочетающие признаки *а*-структур и формаций, присущих режимам различного типа. Такие бассейны выделяются под названием пограничных. Типичным их представителем в рассматриваемом регионе является Северо-Аляскинский бассейн, основной составной частью которого служит Колвиллский краевой прогиб. Складчатое основание образовано породами геосинклинальных ($p\epsilon - D_1$) и орогенных (D_{2-3}) формаций каледонид, а в составе чехла выделяются два комплекса — элсмирский ($C_1 - K_{1nc}$) и бруксовский ($K_{1ar} - Q$) [36, 41, 44]. Первый сложен преимущественно мелководно-морскими и пельфовыми ассоциациями пород платформенного типа — известняками, аргиллитами, алевролитами, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, реже гравелитами и конгломератами. Основные источники сноса этих пород располагались на севере. В составе бруксовского комплекса доминируют континентальные угленосные и прибрежно-морские терригенные образования. Грубообломочные породы пользуются наибольшим распространением вблизи южного ограничения бассейна. Состав обломочных пород здесь преимущественно полимиктовый (граувакковый).

Бассейн характеризуется ярко выраженной поперечной асимметрией. Его наиболее глубокая зона (до 8—9 км по подошве элсмирского комплекса) приближена к антиклинорию Брукса, главной тектонической особенностью которого является широкое развитие пологих надыгов. Вдоль южного борта прогиба протягивается система узких линейных обычно нарушенных разломами складок с северной вергентностью; нередко — это складки срыва. На востоке вблизи Ромянцева выступа в складчатость вовлечены не только мезозойские, но и кайнозойские отложения. Северный широкий и пологий борт бассейна примыкает к своду Барроу, вытянутому в субширотном направлении. Мощность чехла здесь изменяется от 700 до 4000 м. Отмечаются пологие брахиформные и изометричные складки, нарушенные разломами.

В составе элсмирского комплекса среди каменноугольных, пермских, триасовых, юрских и неокомовых отложений широко распространены глинистые и кремнисто-глинистые породы, обогащенные ОБ сапропелевого типа. Отмечаются также горючие сланцы, кеннели, тасманиты [49]. В этом комплексе присутствуют два типа пород коллекторов — порово-трещинные карбонатные и поровые терригенные. Гранулярные коллекторы, состоящие в основном из кварцевых зерен, сохраняют высокие емкостные и фильтрационные свойства до глубин 3 км и более. В бруксовском комплексе, в силу иного минерального состава обломочных пород,

пределы вертикального распространения коллекторов ограничиваются меньшими глубинами.

Барроу-Беннетская плита протягивается от Северной Аляски далеко на запад [31], и, если верна приведенная в первой части статьи интерпретация новых геологических данных, каледонский фундамент обнажается в пределах так называемого «массива Де-Лонга» — на островах Беннета и Генриетта. Линейные структуры южного складчатого борта Колвиллского прогиба прослежены до о. Геральда [41] и, видимо, могут быть протянуты еще дальше на запад севернее о. Врангеля. Следовательно, крупные впадины, выявленные на севере Восточно-Арктического шельфа [7, 11, 31], лежат на непосредственном продолжении Колвиллского краевого прогиба, занимают схожее с ним положение на краю эпикаледонской плиты и, возможно, близки к нему по своей геотектонической природе. На островах Фаддеевский, Бунге, Новая Сибирь в краевой части Анжуйского (Новосибирского [11]) прогиба под молодым чехлом установлена система узких крутых, наклоненных на северо-восток складок [29].

Как отмечалось, разрез верхнепалеозойских — мезозойских отложений этих островов и северной части о. Котельного схож с таковым Северо-Аляскинского бассейна. Здесь также присутствуют обогащенные сапропелевым ОБ глинистые сланцы и органогенные известняки [18, 22]. Таким образом, сформулированное ранее представление о принципиальном сходстве геологического строения островов Анжу и крайнего севера Аляски [14, 33] подтверждается новыми материалами.

БАССЕЙНЫ ТРИТООРОГЕННОГО ТИПА

Два представителя бассейнов тритоорогенного типа — Игл-Плейн и Олд-Кроу расположены в районе аляскинско-канадской границы.

Бассейн Игл-Плейн связан с межгорной впадиной, заложившейся в меловое время в пределах активизированного выступа Северо-Американской платформы — так называемого Юкон-Поркьюпайнского «треугольника» [43]. Молассовый (орогенный) комплекс мелового (аптского-маастрихтского) и кайнозойского возраста перекрывает платформенные формации рифея, палеозоя, нижнего мезозоя. Общая мощность осадочного чехла достигает 6 км [42]. Степень дислоцированности отложений уменьшается от бортовых участков бассейна, где развиты линейные структуры, к его центральной зоне. Среди палеозойских — триасовых пород, как свидетельствуют данные по смежному району Кэндик [35], широко распространены

глинистые и карбонатные породы, богатые сапропелевым ОВ, и горючие сланцы.

Небольшой по размерам бассейн Олд-Кроу располагается в пределах Ромянцева высту-па Восточно-Арктической платформы. Разрез слагающих его отложений повторяет таковой Северо-Аляскинского бассейна. Под молассовыми образованиями аптского — четвертичного возраста залегают платформенные формации элсмирского комплекса (С₁ — К_{пс}), которые с несогласием перекрывают дислоцированный каледонский фундамент.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Итак, охарактеризованные типы ОПБ Севера Тихоокеанского пояса различаются по комплексу вещественных (формационных) и структурных (тектонических) характеристик. При этом различия в наборах и последовательностях формационных комплексов, отражающих ста-дийность развития, выражаются достаточно контрастно и определяют само обособление типов объектов. Практически все рассмотренные бассейны, за редким исключением, являются многоярусными или многоярусными, т. е. вертикально-гетерогенными, причем в одном или нескольких структурных этажах, как правило, фиксируются латеральные изменения морфологических и генетических типов локальных структурных форм, в частности, кон- или постседиментационных складок и разрывов. Поэтому структурно-тектоническая специфика бассейнов проявляется в изменении характера сочетаний преобладающих типов локальных структурных форм как по разрезу, так и по площади, т. е. выражается на уровне изменений характера комплексной гетерогенности.

Если оперировать лишь верхними из структурно-формационных компонентов, которые определяют генетическую сущность и тип бассейнов, то можно проследить относительные изменения степени тектонической контрастности и преобладания кон- или постседиментационных структурных форм в последовательном ряду объектов от раннегеосинклинальных до тритоорогенных (рис. 1).

Многие пространственные закономерности в изменении типов бассейнов, возраста и состава формаций, распределения ОВ и пород-коллекторов определяются тенденцией омоложения крупных тектонических зон в сторону Тихого океана. В этом направлении происходят:

1. Смена преобладающих типов ОПБ от платформенных через различные орогенные к геосинклинальным и изменение соответствующих формационных наборов пород.

2. Направленное, но неравномерное сокращение стратиграфического диапазона комплексов

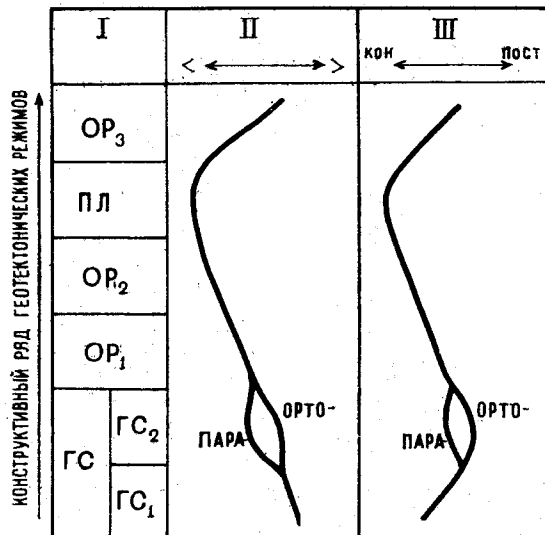


Рис. 1. Принципиальный характер изменения степени тектонической контрастности (II) и соотношения кон- или постседиментационных локальных структурных форм (III) в различных типах осадочных бассейнов (I).

Типы и подтипы бассейнов: ГС — геосинклинальные, ГС₁ — раннегеосинклинальные, ГС₂ — позднегеосинклинальные, ОР₁ — протоорогенные, ОР₂ — дейтероорогенные, ПП — платформенные, ОР₃ — тритоорогенные.

выполнения за счет древних толщ (рис. 2) и омоложение пород, находящихся на мезокатагенной стадии преобразования.

3. Смена доминирующих литологических, минеральных и структурных типов пород-коллекторов от карбонатных порово- и (или) кавернозно-трещинных и терригенных гранулярных существенно моно- и олигомиктовых, кварцевых и аркозовых через терригенные гранулярные полимиктовые (граувакковые) и туфогенные к существенно вулканогенным и вулканогенно-осадочным порово-кавернозно-трещинным и кремнистым трещинным. При этом, поскольку интенсивность вторичных изменений пород зависит (*ceteris paribus*) от их состава, направленное изменение минеральных типов гранулярных коллекторов приводит к сокращению вертикального диапазона их распространения.

4. Изменение по площади состава и распределения ОВ. В палеозойских и мезозойских разрезах пограничных, северных платформенных, тритоорогенных, а также некоторых протоорогенных бассейнов областей мезозойской складчатости присутствуют горючие сланцы, кеннели, доманикоиды, а также другие типы карбонатов и глинистов, обогащенные ОВ сапропелевого типа и его растворимыми компонентами. В составе комплексов выполнения бассейнов области кайнозойской складчатости, за исключением углей, практически отсутствуют породы, аномально обогащенные ОВ. Концентрации его в глинах и аргиллитах не превышают кларковых значений, заметно уменьшаются

НОВОСИБИРСКИЙ
 ЮЖНАЯ ЗОНА
 ЛАПТЕВСКО-
 ЯНСКИЙ
 ЧУНСКИЙ

СЕВЕРНАЯ ЗОНА
 ЛЕНО-ВИЛЬЮНСКИЙ

ЧИДЖИГО-
 ЗЫРЯНСКИЙ
 УРАГАНСКИЙ

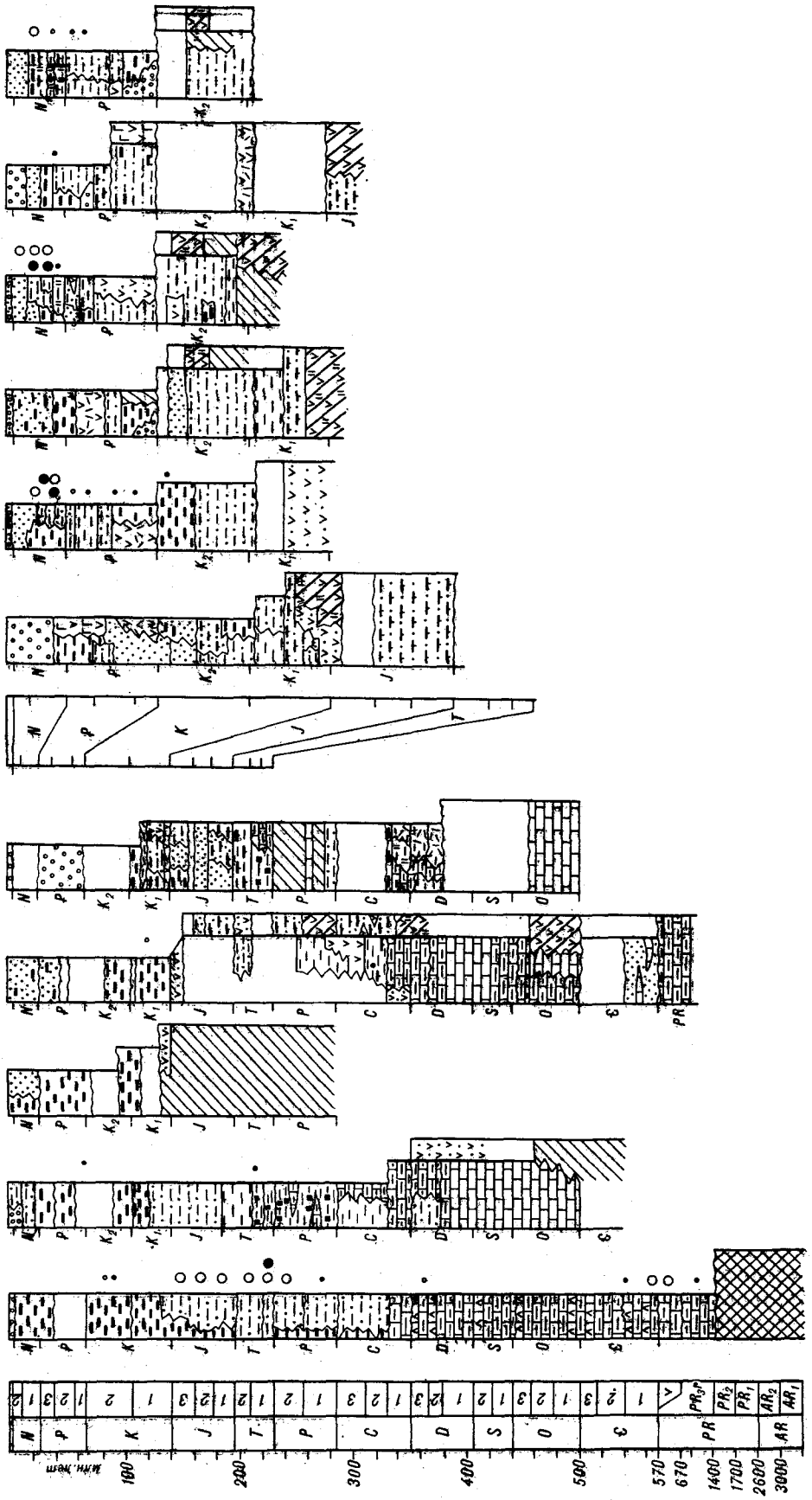
ЧИДЖИГО-
 ЗЫРЯНСКИЙ
 УРАГАНСКИЙ

ЛЕННИНСКИЙ

АНДЫРСКИЙ

ПУСТОРЕЩИЙ

СЕВЕРНО-
 САХАЛИНСКИЙ
 ЗАПАДНО-
 ТУРЭСКИЙ
 НАМУРАТСКИЙ



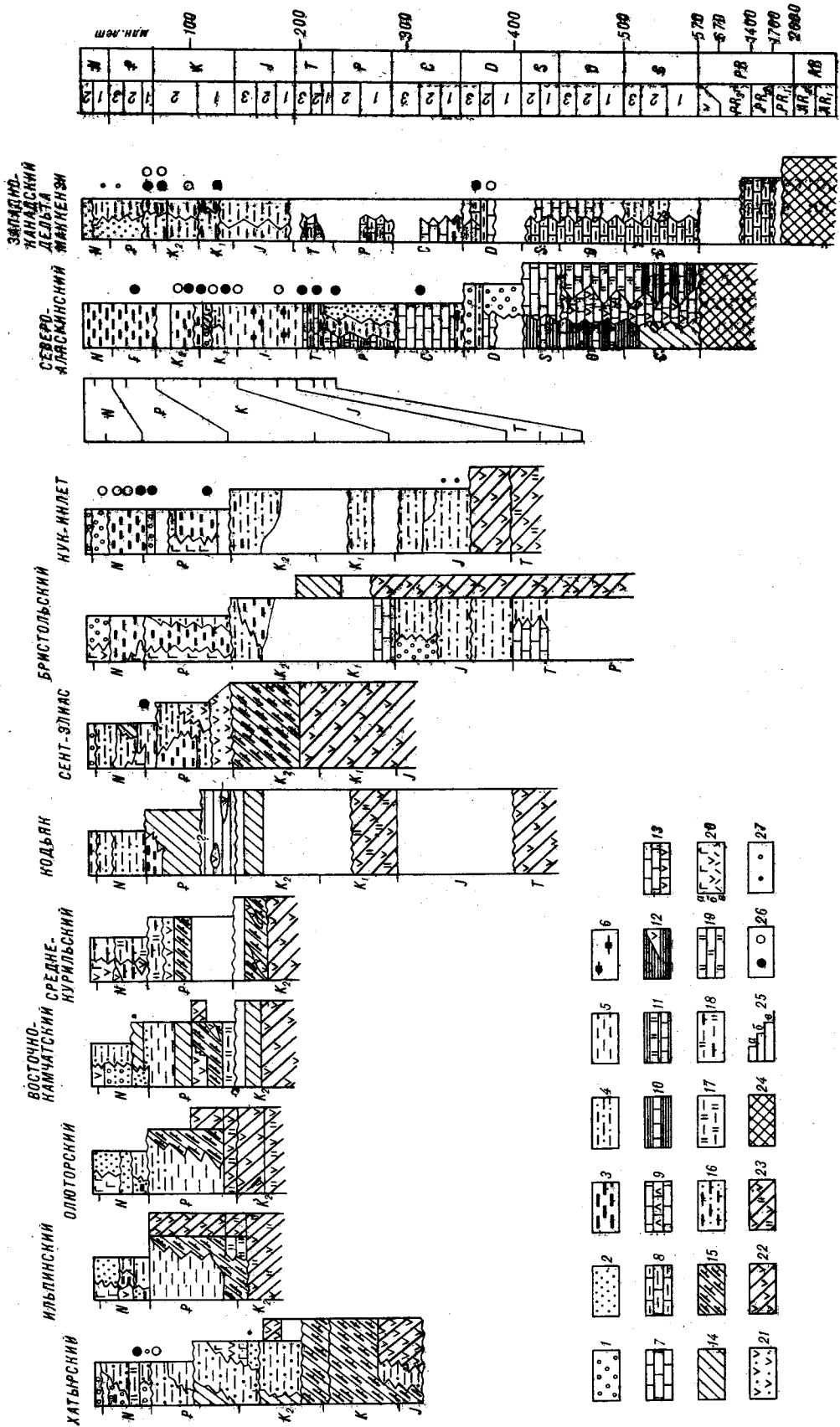


Рис. 2. Структурно-формационные колонки осадочных бассейнов Северо-Восточной Азии, Аляски и прилегающего шельфа. 2 — то же алегро-псаммитовая, 3 — угленосная, 4 — терригенная песчано-глинистая, 5 — глинистая (пелигтозная), 6 — горючесланцевая, 7 — карбонатная, 8 — терригенно-карбонатная, 9 — сульфитно (тауритно)-карбонатная, 10 — карбонатно-терригенная, 11 — карбонатно-терригенная с эрфузивами, 12 — вулканогенно-карбонатная, 13 — вулканогенно-карбонатная, 14 — флюидная терригенная, 15 — флюидная туфогеиная, 16 — терригенно-туфогеиная, 17 — кремнисто-терригенная, 18 — туфоитно-терригенно-кремнистая, 19 — кремнистая, 20 — наземная вулканогенная (с — базальтовая), 21 — базальтовая, 22 — вулканогенно-осадочная, 23 — осадочно-вулканогенная, 24 — кремнисто-вулканогенная, 25 — метаморфические (кристаллические) образования, 26 — элементы структурно-тектонического подразделения разрезов бассейнов: а — осадочные отложения, б — осевые и платформенные этажи (верхний), в — платформенные отложения, г — платформенные отложения и газы, д — платформенные отложения, е — платформенные отложения, ж — платформенные отложения, з — платформенные отложения, и — платформенные отложения, к — платформенные отложения, л — платформенные отложения, м — платформенные отложения, н — платформенные отложения, о — платформенные отложения, п — платформенные отложения, р — платформенные отложения, с — платформенные отложения, т — платформенные отложения, у — платформенные отложения, ф — платформенные отложения, х — платформенные отложения, ц — платформенные отложения, ч — платформенные отложения, ш — платформенные отложения, щ — платформенные отложения, ы — платформенные отложения, э — платформенные отложения, ю — платформенные отложения, я — платформенные отложения.

в туфогенных разностях и несколько возрастают лишь в фитогенно-кремнистых породах, изначально обогащенных липидной фракцией. Во многих из этих бассейнов относительно повышенными содержаниями ОВ характеризуются глинистые породы эоценового — олигоценевого возраста.

При анализе рассмотренного материала намечается еще несколько интересных закономерностей.

ОПБ области кайнозой Северо-Восточной Азии, а также Центральной и Южной Аляски хорошо вписываются в структуру складчатых зон, вытянутых по периферии Тихого океана, и в совокупности составляют Тихоокеанский пояс ОПБ. Напротив, положение и ориентировка бассейнов Северной Аляски и шельфовых зон восточно-арктических морей подчинены циркум-арктической зональности. С учетом материалов по тектонике и распределению ОПБ в арктических районах [11, 31 и др.] можно говорить о существовании Арктического пояса осадочных бассейнов. Промежуточное положение занимают протоорогенные бассейны центральной части мезозой Северо-Востока СССР (Индиго-Зырянский, Момский, Уляганский).

На примерах геосинклинальных и протоорогенных ОПБ Кук-Инлет, Олюторского, Ильпинского, Анадырского подтверждается явление уменьшения степени преобразованности пород нижнего (погребенного) этажа выполнения бассейнов от районов их обрамления к центральный погруженным участкам. Эта закономерность, вероятно, обусловлена повышенной геотермической и геотектонической активностью поднятий и антиклинорий по сравнению со смежными зонами прогибания.

В различных бассейнах и особенно расположенных в Приберинговоморье (Анадырский, Хатырский, Ильпинский, Олюторский, Кудьяк, Сент-Элиас) прослеживается резкая смена формаций примерно на рубеже палеогена и неогена. В миоценовых разрезах заметно возрастает доля грубообломочного материала, а в основании их часто фиксируется несогласие. Эти данные подтверждают вывод о специфике проявле-

ний глобальных импульсов тектоно-магматической активности [5].

Зафиксированная во многих районах закономерность омоложения угленосных толщ в сторону Тихого океана [28] в рассматриваемом регионе носит более сложный характер. В данном случае циркум-тихоокеанская зональность дополняет циркум-арктическую, и возрастной диапазон угленосных формаций сокращается за счет древних толщ от центральных континентальных районов Северо-Восточной Азии и Аляски как в сторону Тихого, так и Ледовитого океана (см. рис. 2).

Как зафиксировано в бассейне Кудьяк [37] и подтверждается геохимическими материалами по Восточной Камчатке [2], а также по Анадырскому и Хатырскому бассейнам, во многих породах турбидитовых и пелитолитовых ассоциаций, сформировавшихся в достаточно глубоководных условиях, вместо, казалось бы, планктоногенного сапропелевого рассеянного ОВ содержится материал существенно терригенного, растительного происхождения (III тип ОВ по Б. Тиссо). Такие особенности (своеобразный парадокс состава ОВ глубоководных отложений), видимо, связаны со специфическими обстановками накопления подобного типа отложений в условиях резко дифференцированного подводного рельефа — на крутом континентальном склоне или у его подножия смежными с узким шельфом островной или континентальной суши.

Вышеприведенные материалы по конкретным бассейнам, ранее сформулированные общие характеристики их основных типов [17], которые остаются справедливыми для рассматриваемого региона, а также ряд выявленных общих закономерностей позволяют более конкретно прогнозировать особенности геологического строения малоизученных ОПБ как в данном, так и в соседних сегментах Тихоокеанского пояса.

Автор благодарит М. Питчера, А. Беккера, М. Джонсона (CONOCO, Хьюстон) и Х. Маклина (Геологическая служба США, Менло Парк) за информацию и присланные материалы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азипитов Д. И., Иванов В. В., Крайнов В. Г. Новые данные по геологии и перспективам нефтегазоносности Анадырской впадины. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, ДВНЦ АН СССР, 1973. (Тр. СВНЦИ АН СССР, вып. 49).
2. Баженова О. К. Восточно-Камчатский нефтегазоносный бассейн геосинклинального типа. — Там же.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы тектоники. М.: Гостоптехиздат, 1962.
4. Боголенов К. В. О двух типах орогенеза. — Геол. и геофиз., 1968, № 8.
5. Варнаевский В. Г. Геология и полезные ископаемые

кайнозойских осадочных бассейнов юга материковой части Дальнего Востока. Автореф. докт. дис. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1981.

6. Верба М. Л., Гапоненко Г. И. и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Берингова моря. — В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, вып. 6. Л.: НИИГА, 1971.
7. Виноградов В. А., Гапоненко Г. И. и др. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974.
8. Высокый Л. В. О нефтегазоносных бассейнах (принципы выделения на примере Карпатско-Балканской складчатой системы). — В кн.: Сборник ра-

- бот по геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: МГУ, 1965.
9. *Геодекян А. А., Удинцев Г. Б. и др.* Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геол., 1976, № 6.
 10. *Грибиденко Г. С.* О рифтовой системе дна Охотского моря.— ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1.
 11. *Граммберг И. С., Лопатин Б. Г., Погребницкий Ю. Е.* Новое в геологии арктических морей СССР.— Вестн. АН СССР, 1982, № 2.
 12. *Грачев А. Ф., Деменюцкая Р. М., Карасик А. М.* Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля.— В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, вып. 6. Л.: НИИГА, 1971.
 13. *Донцов В. В., Иванов В. В.* Некоторые черты тектонического строения Анадырской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности.— Нефтегазовая геол. и геофиз., 1965, № 9.
 14. *Иванов В. В.* Возможные нефтегазоносные бассейны Северо-Восточной Азии и их типизация.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.
 15. *Иванов В. В.* К построению историко-тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2.
 16. *Иванов В. В., Анхудинов Л. А. и др.* Литолого-геохимическая характеристика кайнозойских отложений Кавинско-Тауйской впадины (Северное Приохотье).— Литология и полезн. ископаемые, 1979, № 5.
 17. *Иванов В. В., Варнавский В. Г. и др.* Сравнительный анализ осадочных бассейнов северо-западного сегмента Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982.
 18. *Иванов В. В., Клубов Б. А., Семенов Г. А.* К проблеме нефтегазоносности палеозойских формаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, ДВНЦ АН СССР, 1974. (Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 62).
 19. *Иванов В. В., Семенов Г. А.* Индигино-Зырянский возможный нефтегазоносный бассейн.— Кольма, 1971, № 3.
 20. *Иванов В. В., Семенов Г. А., Ващилов Ю. Я.* О перспективах нефтегазоносности палеозойских отложений Индигино-Зырянского прогиба.— ДАН СССР, 1978, т. 239, № 5.
 21. *Иванов В. В., Скуб А. И., Мохов А. Е.* Коллекторские свойства осадочных пород Анадырской впадины.— Геол. нефти и газа, 1975, № 1.
 22. *Иванов В. Л., Непомилуев В. Ф.* Новые данные о битумопроявлениях в палеозойских и триасовых отложениях Новосибирских островов.— В кн.: Геология и полезн. ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975.
 23. *Клубов Б. А.* К вопросу о перспективах нефтегазоносности острова Врангеля и прилегающих акваторий.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, ДВНЦ АН СССР, 1973. (Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 49).
 24. *Клубов Б. А., Семенов Г. А.* Перспективы нефтегазоносности Раучуанского прогиба.— Там же.
 25. *Клубов Б. А., Уров К. Э.* Девонские горючие сланцы Селеняхского поднятия (северо-восточная Якутия).— ДАН СССР, 1979, т. 247, № 5.
 26. *Копылова Т. П., Дитмар А. В.* Битумопроявления в мезозойских отложениях Восточной Чукотки в связи с перспективами нефтегазоносности.— В кн.: Геол. строение и перспективы нефтегазоносности восточной части Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1973.
 27. *Красный Л. Л.* Тектоника Ильинь-Тасской зоны (Яно-Кольмская система).— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, ДВНЦ АН СССР, 1971.
 28. *Матвеев А. К., Мазер Ю. Р., Сафронов Д. С.* Закономерности размещения угольных бассейнов и месторождений Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982.
 29. *Пискарев А. Л., Аветисов Г. П. и др.* Структуры земли Бунге и зон сочленения ее с островами Котельным и Фаддеевским.— В кн.: Геофиз. методы разведки в Арктике, вып. 10. Л.: НИИГА, 1975.
 30. *Пушаровский Ю. М.* Некоторые общие проблемы тектоники Арктики.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 9.
 31. Тектоника Северной Полярной области Земли. Объяснительная записка к тектонической карте Северной Полярной области Земли м-ба 1 : 5 000 000. Л.: НИИГА, 1977.
 32. *Тильман С. М., Белый В. Ф. и др.* Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан, СО АН СССР, 1969. (Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 33).
 33. *Трофимук А. А., Шило Н. А., Иванов В. В.* Нефтегеологическое районирование Северо-Востока СССР и прилегающего шельфа.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, ДВНЦ АН СССР, 1973. (Тр. СВКНИИ АН СССР, вып. 49).
 34. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
 35. *Churkin M., Jr., Brabb E. E.* Prudhoe Bay discovery forces a look at other Alaskan petroliferous areas.— Oil and Gas Jour., 1969, N 47.
 36. *Dutro J. T.* Geology of Alaska bordering the Arctic Ocean.— The ocean basins and margins, v. 5. The Arctic Ocean, 1981, Plenum Press, N. Y., London.
 37. *Fisher M. A.* Petroleum geology of Kodiak shelf, Alaska.— AAPG Bull., 1980, v. 64, N 8.
 38. *Fisher M. A., Magoon L. B.* Geologic framework of Lower Cook Inlet, Alaska.— AAPG Bull., 1978, v. 62, N 3.
 39. *Fisher M. A., Patton W. W., Holmes M. L.* Geology and petroleum potential of the Norton Basin area, Alaska.— USGS Open-file report 81—1316, 1981, Menlo Park, California.
 40. *Gates G. O., Grantz A., Patton W. W.* Geology and natural gas and oil resources of Alaska. Natural gases of North America (Beebe B. W., ed.).— AAPG Mem. 9, 1968.
 41. *Grantz A., Holmes M. L., Kososki B. A.* Geologic framework of the Alaskan continental terrace in the Chukchi and Beaufort seas.— USGS Open-file report 75—124, 1975.
 42. *Henry L.* Eagle plain basin, Yukon Territory. Future Petrol. Prov. Can.— Their Geol. and Potential. Calgary, 1973.
 43. *Lathram E. H., Grantz A. et al.* Alaska. Mesozoic—Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies (Spencer A. M., ed.).— Geol. Soc. London, 1974, Spec. Pub. 4.
 44. *Lerand M.* Beaufort Sea. Future Petroleum Provinces of Canada—their Geology and Potential.— Canad. Soc. Petrol. Geologists, Mem. 1, 1973, Calgary, Canada.
 45. *Magoon L. B., Claypool G. E.* Petroleum Geology of Cook Inlet basin—an exploration model.— AAPG Bull., 1981, v. 65, N 6.
 46. *Marlow M. S., Cooper A. K.* Mesozoic and Cenozoic structural trends under southern Bering Sea shelf.— AAPG Bull., 1980, v. 64, N 12.
 47. *Marlow M. S., Scholl D. W. et al.* Structure and evolution of Bering Sea shelf south of St. Lawrence island.— AAPG Bull., 1976, v. 60, N 2.
 48. *McLean H.* Organic geochemistry, lithology, and paleontology of Tertiary and Mesozoic rocks wells on the Alaska peninsula.— USGS Open-file report 77—813, 1977.
 49. *Tailleur I. L.* Low-volatile bituminous coal of Mississippian age on the Lisburn Peninsula, northwestern Alaska.— USGS Prof. Paper 525—B, 1965.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
22 марта 1983 г.

Р. Ф. Черкасов

**ПРОБЛЕМЫ АЛДАНСКОГО АРХЕЯ
НА ЕГО СТРАТОТИПИЧЕСКОЙ МЕСТНОСТИ**

(р. Тимптон)*

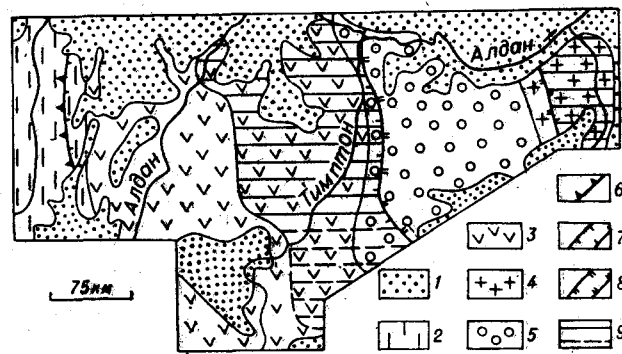
В связи с проблемой совершенствования легенд для государственного крупномасштабного картирования рассматриваются ключевые вопросы стратиграфии эталонного разреза древнейших толщ Алданского щита, являющегося одновременно стратотипом глобального подразделения — алдания. Подчеркивается необходи-

мость создания послойных разрезов ранее выделенных стратонев и замены традиционного стратиграфического картирования на оптимальное и экономически оправданное вещественно-стратиграфическое картирование.

1. Чем интересен Тимптон? Во-первых, своей великолепной обнаженностью. Тимптон — наиболее обнаженная река внутри гигантской Алданской структурно-фациальной зоны, занимающей междуречье Чуги и Учюра (см. рисунок); этой зоне соответствует Алданский кристаллический массив [10], охватывающий центральную часть Алданского щита и примерно совпадающий с ареалом гранулитовых образований. Причем Тимптон пересекает указанную зону и Алданский щит почти посередине. Во-вторых, и это самое главное, на Тимптоне нижний архей вскрыт в наибольшем стратиграфическом объеме. Здесь на относительно небольшом протяжении (около 400 км от Иенгры до устья) представлены 3 контрастные по вещественному составу толщи: «гнейсово-кварцевая», «гнейсовая» и «мраморно-гнейсовая» с сохранившимися стратиграфическими контактами. В-третьих, с Тимптона началась стратиграфия алданского архея. Разрез по этой реке позволяет однозначно понять, какие толщи Д. С. Коржинский назвал иенгрой, тимптонской и джелтулинской. Впрочем, за исключением некоторых деталей, это ясно из маршрутной карты Коржинского и его описаний [6]. В-четвертых, разрез по р. Тимптон важен не только для стратиграфии Алдана. Совокупность трех толщ, которую Коржинский назвал алданской [5, 7], была использована Ю. А. Косыгиным и др. [3] для выделения глобального подразделения — алдания. Л. И. Салоп [13] считает эту совокупность эталоном мирового ар-

хея. В-пятых, Тимптон течет по хрусталоносному и трем флогоцитоносным районам. Поэтому окружающая его территория характеризуется наибольшей изученностью (по сравнению с другими крупными реками).

Но у Тимптона есть и недостатки, являющиеся продолжением его достоинств. В среднем и нижнем течении он пересекает под острым углом границу двух крупных (шириной 170—260 км) структурно-фациальных зон — Нимнырской (междуречье Чуга — Тимптон) и Джелтулинской (междуречье Тимптон — Бол. Силигли). Отсюда — сложности с геологией, разноречивые в ее интерпретации. Кроме того, вы-



Главнейшие структурно-фациальные и метаморфические зоны нижнего архея Алдана (Р. Ф. Черкасов, 1967 г., добавлены воластонитовые подзоны).

1 — постархейские отложения. Гигантские структурно-фациальные зоны: 2 — Олёкминская, 3—5 — Алданская (3 — Нимнырская, 4 — Мугусканская, 5 — Джелтулинская, крупные структурно-фациальные зоны). Гигантские метаморфические зоны (доказаны их границы): 6 — Олёкминская амфиболитовая, 7—8 — Алданская гранулитовая (7 — Нимнырская и Учурская, 8 — Сунагинская крупные метаморфические зоны), 9 — воластонитовые подзоны; остальные подзоны крупных зон безволастонитовые (сплошная штриховка — установленные, пунктирная — предполагаемые).

* Доклад на совещании по упорядочению номенклатуры пород и совершенствованию легенд для крупномасштабного геологического картирования Алданского щита (г. Алдан, февраль 1983 г.).

осная обнаженность Тимптона делает его относительно труднодоступным, труднопроходимым в среднем течении.

По тем или иным причинам стратиграфический разрез по этой реке после Коржинского долгое время в целом не изучался. Региональные стратиграфии, на основе идей которых составлены рабочие схемы [11, 12], исследовали лишь отдельные участки Тимптона, главным образом в приустьевой части. Неполюченность методики изучения (в частности, слабое применение структурных методов, в связи с чем опрокинутое залегание толщ обычно не отличалось от нормального) и недостаточное внимание к типовой местности алданского архея привели к ряду противоречий, в том числе к произвольному использованию названий толщ Коржинского.

2. Приступая в 1963 г. к региональному изучению архея (совместно с В. П. Антоновым и другими геологами Тимптоно-Учурской экспедиции), мы вначале связали маршрутами с Тимптоном наиболее изученные участки цита — Канкунское и Эмельджажское рудные поля [15], затем изучили с разной степенью детальности все обнажения на Тимптоне, конечно, в первую очередь те, которые исследовал Коржинский, и проанализировали весь материал съемок; в том числе первичный. В дальнейшем было проведено аналогичное изучение Олёкмы, Алдана и Учура. И чтобы связать толщи этих рек с Тимптоном, — проделан широтный маршрут от Олёкмы до Учура.

Я не буду излагать сколько-нибудь детально результаты этих исследований, ибо опубликованы специальная статья [16] и монография [17]. Остановлюсь лишь на нескольких ключевых вопросах в связи с проблемой создания легенд для государственного крупномасштабного картирования.

3. Но прежде несколько слов о методике. Различные свиты исследовались на участках их первоначального выделения (на типовых местностях, указанных их авторами). Здесь находили обнажения и составляли послонные разрезы, ибо у авторов за редким исключением они отсутствовали. При этом главное внимание уделялось выяснению первичной кровли и подошвы толщ. Обычный гипсометрический подход («что лежит выше, то моложе») приводит к крупным противоречиям ввиду сложной складчатой структуры толщ. На типовых участках складчатую структуру изучали независимо от какой-либо стратиграфии, иначе бы получился замкнутый круг. Главный метод — метод основных (или базисных) складок шириной в несколько километров — заключался в выявлении их замыканий по маркирующим горизонтам. Если линейность, простираение которой грубо параллельно оси складки, наклонена

внутри замыкания, то это синклинали с соответствующей первичной последовательностью толщ; если линейность наклонена наружу замыкания, то мы имеем дело с базисной антиклиналью.

Но замыкания многих складок не попадают на крупные реки, где обычно находятся типовые местности свит. Поэтому использовался в качестве дополнительного метод складок вольнения, апробированный на самых достоверных базисных складках. И, разумеется, привлекались замыкания складок, обнаруженные при съемках вблизи изучаемых участков.

Много внимания уделено горизонтальной изменчивости вещественного состава свит, в первую очередь на границах крупных фашиальных зон, где одна свита по латерали замещает другую. Такой подход привел нас к малосвитной (по вертикали) стратиграфической схеме с мощностью нижнего архея, не превышающей для всего региона 7—10 км. Однако долгое время считалось, что свиты не имеют первичных латеральных границ и залегают только друг на друге. Составляли многосвитные схемы, в которых все свиты региона помещены одна на другую на основе выделения огромных бескладчатых структур — моноклипадей. Мощность архея достигала 30—40 км и более. Этот подход был единственным в начале 60-х гг., а сейчас его сторонников, по-видимому, не осталось.

4. Перехожу к Тимптому. Хорошо обнаженный Тимптон начинается ниже устья Бол. Мелемкена. Верховье Тимптона обнажено очень слабо, в чем я еще раз недавно убедился при проверке реальности кабактинской серии на участке её первоначального выделения.

«Гнейсово-кварцитовая» толща наиболее обнажена вблизи устья Бугарыкты. Там и был составлен ее послонный разрез. Д. С. Коржинский назвал эту толщу иенгской и указал ее типовую местность между устьями рек Иенгра и Туктакит (ныне Бугарыкта). Во избежание недоразумений отмечу, что в первой публикации [6] Д. С. Коржинский называет свои стратиграфические подразделения толщами, сериями и свитами, используя эти термины как синонимы, в последней [9] — только свитами. Это и понятно. В 40-х и 50-х гг. термин «серия» начали применять, главным образом, к совокупностям свит, обычно разделенным значительными несогласиями, что и стало обязательным с 1956 г., когда появилось официальное положение «Стратиграфическая классификация и номенклатура». Поэтому буду применять к толщам Коржинского лишь термин «свита», хотя и не исключаю возможности применения к этим относительно маломощным согласно залегающим толщам термин «серия».

На типовой местности иенгрская свита — единая «гнейсово-кварцитовая» толща, четко отделенная от вышележащей свиты кровлей мощной существовавшей кварцитовой пачки. Неполная мощность иенгрской свиты здесь 1,3 км. До введения названия «иенгрская» Коржинский называл эту толщу «кварцитовой» [4], ибо толщеобразующие кварциты являются ее характернейшим, неотъемлемым признаком. Здесь применяется формационный термин «гнейсово-кварцитовая» толща для того, чтобы подчеркнуть, что среднеиенгрская подсвита является нередко преимущественно «гнейсовой».

Для вышележащей толщи характерно отсутствие кварцитов. Изредка встречаются их маломощные слои, не являющиеся толщеобразующими породами. На уникальном Усть-Бугарьтинском участке «гнейсовая» толща прекрасно обнажена и имеет неполную мощность 0,9 км. В послыном разрезе она представлена главным образом биотитовыми гранито-гнейсами, в том числе с реликтами гиперстена, и в значительно меньшей мере гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами и основными сланцами. Коржинский считал эти гранито-гнейсы в соответствии с классической концепцией магмы разгнейсованными интрузивными гранитами. Но в 1949 г. он указал на неудовлетворительность этой концепции и сформулировал свое представление о гранитизации толщ [8]. Первоначально же Коржинский отнес к тимптонской свите те части «гнейсовой» толщи, где гнейсы почти не затронуты гранитизацией. Первый выход тимптонской свиты он выделил ниже устья Чульмана [6]. Позднее В. Т. Сорокин и др. обнаружили на соседнем участке в береговых обнажениях небольшие выходы «гнейсово-кварцитовая» толщи в замках антиклиналей. Вынужден подчеркнуть это потому, что выходы иенгрской свиты на типовой местности тимптонской свиты отсутствуют, и отношения этих толщ можно выяснить лишь в Верхне-Тимптонском хрусталеносном районе.

5. Типовая местность тимптонской свиты, по Коржинскому, заключена между устьями Хатыми и Джелтулы. Самое крупное обнажение находится на Приджелтулинском участке. Здесь составлен послынный разрез верхней части тимптонской свиты. Господствуют биотит-гиперстеновые и биотитовые гнейсы, местами превращенные в гранито-гнейсы. По Коржинскому, биотит-гиперстеновые гнейсы — наиболее распространенные породы этой свиты, слагающие примерно половину ее объема (отсюда петрографический синоним свиты — «чарнокитовая»), в меньшей мере представлены основные сланцы. При изучении типовой местности обнаружена значительная фациальная изменчивость тимптонской свиты: на южной половине (в зоне

Бллымахского синклиория) она обогащена основными сланцами, на северной (в зоне Иджакского антиклиория) — в ней господствуют чарнокитовые и другие гнейсы. Мощность свиты на Тимптоне 2,5—3,5 км.

6. Выходы «мраморно-гнейсовой» желтулинской свиты, зафиксированные Д. С. Коржинским на типовой местности тимптонской свиты, насыщены известковистыми сланцами, доломитовыми мраморами и диопсидовыми породами. На типовой же местности желтулинской свиты (т. е. от устья Джелтулы до устья Тимптона) для нее характерны известковистые сланцы и кальцитовые мраморы. За первым типом разреза закрепилось название «Федоровская свита». Латеральный переход между этими двумя типами разрезов постепенный — переходная зона шириной около 20 км. Она разграничивает упоминавшиеся крупные фациальные зоны — Нимырскую и Джелтулинскую.

В 60-х гг. было широко распространено представление о моноклиальной структуре толщ среднего и нижнего течения Тимптона. Однако наши исследования и детальные съемки (В. М. Ройзенман, М. М. Исакин, В. Н. Абрамов и др.), проведенные на ключевых участках, подтвердили и обосновали справедливость представления Коржинского о сложноскладчатой структуре этих районов. Ее сложность в том, что складки обычно изоклиальные и опрокинутые.

На типовой местности желтулинской свиты ее послынный разрез составлен в гигантском обнажении Нижне-Тимптонского участка. Неполная мощность свиты 0,6 км. Переход к подстилающей свите здесь, как и в ряде других обнажений на Тимптоне, постепенный. В «гнейсовой» толще характерные породы желтулинской свиты (известковистые сланцы и мраморы) не являются толщеобразующими породами и встречаются лишь в виде незначительных прослоев. «Гнейсовая» толща низовья Тимптона отлична по петрографическому облику от тимптонской свиты типовой местности, хотя имеет тот же возраст. Например, в ней представлены гранулиты (гранатовые высоколейкокротовые гнейсы), причем их количество увеличивается к центру Джелтулинской зоны, где они выделялись Ю. К. Дзевановским в самостоятельную свиту Доллу [2]. Поэтому сохранять название «тимптонская» за «гнейсовой» толщей Джелтулинской зоны нецелесообразно. Однако вопрос о ее наименовании не прост, ибо в указанной зоне выделялось много свит. Я условно (со знаком ?) использовал название «кюриканская», так как, во-первых, типовая местность этой свиты находится в низовье Тимптона (близ устья Бол. Кюрикана) и отношения ее с желтулинской свитой ясны,

во-вторых, кюриковская свита в соответствии с [2] имеет пестрый состав. А для «гнейсовой» толщи Джелтулинской зоны, как, впрочем, и других зон, характерна пестрота состава в связи с фациальной изменчивостью.

Так как существуют структурно-фациальные зоны нескольких рангов (малые — шириной 8—12 км, средние — 30—50 км, крупные — типа Нимырской и Джелтулинской, гигантские — типа Алданской), то существует и проблема: в зонах какого ранга выделять единые свиты и серии? Свиты, выделявшиеся внутри малых и средних зон (например, Доллу), оказались нежизнеспособными. В наиболее изученной части региона термин «свита» использовался нашими предшественниками для крупной фациальной зоны, т. е. свиты (федоровская, нимырская и др.) охватывали по латерали всю Нимырскую зону. Поэтому и в других крупных зонах мы использовали этот термин соответствующим образом. Хотя, повторяю, такие свиты претерпевают изменения вещественного состава в средних и малых фациальных зонах. Этим в какой-то мере объяснимо то гигантское множество свит, выделенных на Алданском щите, о котором говорил на совещании И. М. Фрумкин.

7. Главным подразделением региональной схемы, объединяющим по латерали разнофациальные свиты, является горизонт. Так как в качестве стратотипов горизонтов были избраны упоминавшиеся послойные разрезы на типовых местностях свит Коржинского, то и горизонты получили соответствующие названия. Например, джелтулинский горизонт объединяет по латерали джелтулинскую и федоровскую свиты, мугусканскую свиту [14] Мугусканской зоны и, кроме того, тунгурчинскую свиту [11] Олёкминской зоны (см. таблицу). Первоначально эти региональные подразделения мы называли толщами, так как термин «горизонт» традиционно использовался на Алдане для обозначения частей свит. Однако официальное положение (а теперь это Стратиграфический кодекс СССР) запрещает использовать горизонт с собственным названием в каком-либо другом смысле.

В региональной схеме имеется четвертый горизонт, залегающий на джелтулинском и названный ылыммахским. Дело в том, что в ядрах некоторых наиболее глубоких базисных синклиналей была обнаружена «гнейсовая» толща, покрывающая «мраморно-гнейсовую». Эту толщу обычно причленили к федоровской свите, но она не содержит характерных пород последней. Как и для подстилающей «гнейсовой» толщи, для ылыммахской свиты характерна фациальная изменчивость. На типовой местности (Каталахское флогопитоносное поле) она представлена толщей биотит-гиперстеновых

гнейсов с высокоглиноземистыми гнейсами в основании; ее неполная мощность 0,6 км [17]. На совещании упоминалось о своеобразии отложений, покрывающих продуктивный горизонт на крупнейших железорудных полях: Леглиерском (Г. Н. Киселев) и Десовском (Ф. Р. Леонова). В частности, на Таежном месторождении это толща высокоглиноземистых гнейсов с линзами кварцитов. Указанные отложения принадлежат ылыммахской свите.

В региональной схеме совокупности свит, т. е. серии, объединяются по латерали надгоризонтом. Но существует проблема, о которой я упоминал: в фациальных зонах какого ранга выделять единые серии? Если выделять их в крупных зонах, то возникает некоторая трудность с алданской серией (комплексом) Коржинского, объединяющей три его свиты. Ибо она охватывает на типовой местности две крупные фациальные зоны. Но так как большая часть свит находится в Нимырской зоне, то это название можно использовать для последней. Для Джелтулинской зоны не было удовлетворительного названия, поэтому я предложил назвать хотя бы условно совокупность ее свит гынымской серией [17]. Совокупность свит Мугусканской зоны — эту учурскую серию Н. В. Фроловой [14]. Таким образом, алданский надгоризонт объединяет по латерали внутри Алданской зоны алданскую, гынымскую и учурскую серии.

Когда используем алданскую серию для Нимырской зоны, ее стратиграфический объем не пересматривается, если иметь в виду только разрез по р. Тимптон. Ибо в Нимырской зоне находится федоровская свита, которая, как уже упоминалось, заменяет джелтулинскую свиту вне ее типовой местности. Но объем алданской серии пересматривается, когда к ней добавляется четвертая свита — ылыммахская. То есть ее стратиграфический объем увеличивается на 1/4. Это не противоречит Стратиграфическому кодексу СССР, который разрешает пересматривать объем стратона, но не более, чем на 1/3, ибо в противном случае изменяется существо стратона, и он должен получить новое название. Когда, например, к иенгской свите прибавляют еще хотя бы одну свиту, то эта совокупность не может носить название «иенгская», ибо стратиграфический объем увеличивается вдвое. Однако к этой свите добавляли не только одну, но и две, и пять, и семь свит, сохраняя при этом название «иенгская». Все это создавало и создает номенклатурный беспорядок и не способствует прогрессу стратиграфии. За 23 года было введено 15 новых подразделений со старым названием «иенгская», т. е. в среднем через каждые 1,5 года появлялось оригинальное употребление этого названия. Однако стратиграфический объем подраз-

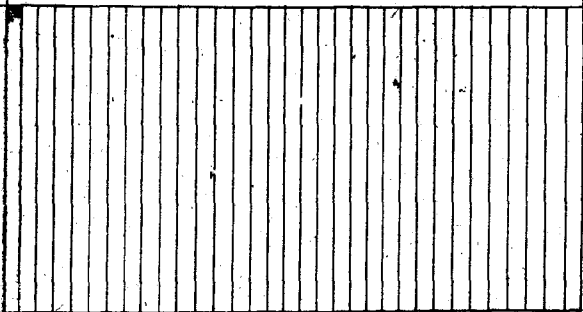
Региональные стратиграфические подразделения	Корреляция местных	
Горизонт (и тип формаций)	Олекминская структурно-фациальная зона	Нимырьская структурно-фациальная зона
Ыльмакский ("гнейсовый")		<p>Ыльмакская свита</p> <p>Биотит-гиперстеновые гнейсы, гранито-гнейсы, переслаивающиеся и переходящие по горизонтали в амфиболиты и в высокоглиноземистые и биотит-гранатовые гнейсы. > 600 м</p>
Желтулинский ("мраморно-гнейсовый")	<p>Тунгурчинская свита</p> <p>Характерны мраморы, диопсидовые плагиосланцы, диопсид-скаполитовые сланцы, пачки и линзы биотитовых, биотит-амфиболовых плагиогнейсов, амфиболитов. > 300 м</p>	<p>Федоровская свита</p> <p>Характерны диопсидовые породы и тесно связанные с ними доломитовые мраморы, кальцифиры, диопсидовые плагиосланцы и диопсид-скаполитовые сланцы, насыщающие в основном нижнюю (150-200 м) и верхнюю (300-450 м) подсвиты. Доминируют амфиболиты, реже амфибол-двупироксеновые плагиосланцы. Линзы и пачки биотит-гиперстеновых, биотитовых, иногда биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов, плагиогнейсов. 800-1200 м</p>
Тимптонский ("гнейсовый")	<p>Олекминская свита</p> <p>Биотитовые плагиогнейсы, гнейсы, переслаивающиеся и переходящие по стратиграфической горизонтали в биотит-амфиболовые плагиогнейсы, гнейсы, амфиболиты, иногда в биотит-гранатовые и высокоглиноземистые плагиогнейсы, гнейсы. 3000-5000 м</p>	<p>Тимптонская свита</p> <p>Биотит-гиперстеновые, биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, переслаивающиеся и переходящие по горизонтали в амфиболиты, высокоглиноземистые и биотит-гранатовые гнейсы, плагиогнейсы. 1000-3000 м</p>
Иенгрский ("гнейсово-кварцитовый")	<p>Нельюкинская (?) свита</p> <p>Характерны кварциты и гнейсо-кварциты, в том числе высокожелезистые (итабириты и такониты). Пачки и линзы силлиманит-биотитовых, биотитовых и амфиболовых гнейсов, плагиогнейсов > 200 м</p>	<p>Иенгрская свита</p> <p>Характерны кварциты и гнейсо-кварциты. Пачки и линзы, высокоглиноземистых (с силлиманитом, гранатом, кордиеритом), биотитовых, биотит-гиперстеновых гнейсов, амфиболитов (пироксен-амфиболовые, двупироксен-амфиболовые и др. плагиосланцы). > 2000-2500 м</p>

СЕРИЯ (?) С Т А Н О В А Я

с е р и я А л д а н с к а я

Примечание. 1. В схему (Р.Ф. Черкасов, 1967 г.) внесены следующие изменения: добавлены серии, термин иенгрской (суонитская, или верхнеалданская), тимптонской (нимырьская) и желтулинской 2. Мигматиты присутствуют во всех стратонах.

Стратиграфических схем

Стратиграфических схем	
Джелтулинская структурно-фациальная зона	Мугусканская структурно-фациальная зона
	<p>Двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые плагиосланцы, амфиболиты, переслаивающиеся и переходящие по горизонтали в биотит-гиперстеновые, биотитовые гнейсы, плагиогнейсы. Линзы биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов. > 800 м</p>
<p>Джелтулинская свита</p> <p>Характерны кальцитовые мраморы, кальцифиры, диопсидовые плагиосланцы, насыщающие в основном нижнюю подсвиту (300-500 м). Двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые, гиперстеновые плагиосланцы, плагиогнейсы. Линзы биотит-гранатовых плагиогнейсов. >1000 м</p>	<p>Мугусканская свита</p> <p>Характерны доломитовые мраморы и тесно связанные с ними диопсидовые породы, кальцитовые мраморы, кальцифиры, диопсидовые плагиосланцы, диопсид-скаполитовые сланцы, насыщающие в основном нижнюю (200-400 м) и верхнюю (200-400 м) подсвиты. Доминируют амфибол-двупироксеновые, двупироксеновые плагиосланцы, амфиболиты. Биотит-гиперстеновые, биотитовые гнейсы, линзы биотит-гранатовых плагиогнейсов. 900-1500 м</p>
<p>Кюриканская (?) свита</p> <p>Гиперстеновые, биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, гнейсы, переслаивающиеся и переходящие по горизонтали в биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые, иногда силлиманит-гранатовые плагиогнейсы, гнейсы и двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые плагиосланцы. Характерны пачки и линзы гранатовых гранулитов. 3000-5000 м</p>	<p>Геканская свита</p> <p>Биотит-гиперстеновые, биотитовые гнейсы, плагиогнейсы, гранито-гнейсы, переслаивающиеся и переходящие по горизонтали в биотит-гранатовые, реже в высокоглиноземистые плагиогнейсы, гнейсы и в двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые плагиосланцы, амфиболиты. Линзы гранатовых гранулитов. 2000 - 4000 (?) м</p>
<p>Характерны кварциты и гнейсо-кварциты. Линзы силлиманит-гранатовых плагиогнейсов. > 500 м</p>	<p>Характерны кварциты и гнейсо-кварциты. Пачки и линзы силлиманит-гранатовых и кордиерит-гранатовых гнейсов. > 600 м</p>

Гылымская серия

Учурская серия

"толща" в названии региональных стратонов заменен на термин горизонт изъятые синонимы (сутамская) свит.

деления, имеющего собственное название, закреплен на типовой местности, указанной его автором, и не может существенно пересматриваться даже самим автором. Всякое иное употребление собственного названия стратона официальное положение квалифицирует как невалидное, т. е. недействительное.

8. О существующей легенде для крупномасштабных карт Нимнырской зоны (ее границы примерно соответствуют Центрально-Алданской серии листов). Количество свит и их последовательность сомнений не вызывают. Однако названия свит «верхнеалданская» и «нимнырская» целесообразно заменить соответственно на «иенгская» и «тимптонская». И дело тут не столько в приоритете, а в том, что верхнеалданская и нимнырская свиты не имеют четких типовых местностей и послойных разрезов. Кроме того, в соответствии с официальным положением свита не может иметь название, начинающееся со слова «верхне-» («средне-», «нижне-»), иначе нельзя образовать названия подсвит. Нелепо звучит, например, нижневерхнеалданская подсвита.

В связи с переоценкой представления о Тимптонской моноклинали иджакская свита рассматривается (В. Л. Дук, В. И. Кицул и др.) как подстилающая, а не покрывающая Федоровскую. То есть она соответствует ранее выделенным тимптонской и нимнырской свитам. Поэтому не лишено основания предложение В. А. Груздева об устранении иджакской свиты из легенды [1].

Другим следствием пересмотра моноклинали является отказ от средне- и верхнефедоровских подсвит рабочей схемы, в которой федоровской свите приписывалась мощность 2,5—5,1 км. Последняя как на типовой местности (о разрезе которой доложил Ф. М. Ройзенман), так и на других территориях (Г. Н. Киселев, В. В. Карелин и др.) имеет мощность 0,8—1,2 км. И это правильно, ибо хорошо согласуется с результатами детального картирования основных рудных полей, проведенного Тимптоно-Учурской экспедицией в 60-х гг. [15 и др.], и с авторской характеристикой федоровской свиты (С. П. Коноплев и др.).

Еще одним следствием краха моноклиальной концепции является осознание частью геологов невозможности использовать названия толщ Коржинского для обозначения мощных серий, залегающих одна на другой. Ибо реальность таких серий не подтвердилась.

Деление нимнырской свиты на две подсвиты (по преобладанию в верхней биотит-гиперстеновых и других гнейсов, а в нижней — основных сланцев) не всегда является надежным. Как уже упоминалось, «гнейсовая» толща обогащается основными сланцами в синклиналиях. Иногда такие отложения помещают под «гней-

сово-кварцитовую» толщу, как, например, горбыляхскую свиту. В действительности последняя залегает на «гнейсово-кварцитовой» толще (в синклиналии, расположенном западнее Верхне-Тимптонского антиклинория) и соответствует нижненимнырской подсвите существующей легенды.

9. В заключение несколько слов о формационно-стратиграфическом картировании, ибо эта тема для отдельного и долгого разговора. Стратиграфические карты отражают хронологическую последовательность и в связи со значительной фациальной изменчивостью архея мало отражают вещественный состав толщ. Хотя съемщик фиксирует в поле породы, петрографические ассоциации, субформации, формации, на карту этот ценнейший материал почти не попадает, оседает в архивах.

Какое же преимущество у вещественно-стратиграфических карт?

Во-первых, значительно возрастает долговременность карт. Ибо правильно зафиксированная вещественная «начинка» не может устареть, если представления о стратиграфии изменятся (а они менялись неоднократно и трудно предположить, что не будут меняться впредь). Съемщик не покажет породы, их ассоциации и т. д. там, где их нет, он изобразит на карте то, что наблюдалось. Но о стратиграфических подразделениях этого сказать нельзя. Приняв какую-либо стратиграфическую схему, съемщик вынужден показывать стратоны, даже если их вещественный состав противоречит описанному в указанной схеме.

Во-вторых, возрастает достоверность карт. Причем степень обоснованности стратиграфических построений в значительной мере видна уже на самой карте. Очень важно, что фиксируются все вещественные неоднородности стратонов. Тогда выше упоминавшаяся проблема (в фациальных зонах какого ранга выделять единые свиты) в значительной мере снимается.

В-третьих, и это самое главное, такие карты будут иметь большее минерогенетическое значение, чем просто стратиграфические карты. Ибо на них показываются естественные конкретные парагенезы геологических тел. Тела же полезных ископаемых в принципе являются одним из членов таких парагенезов. Приведу пример. На основе петрографических карт и первичных материалов удалось наметить фациальные зоны среднего ранга, т. е. шириной 30—50 км. Причем синклиналии (проторазломы) являются фемическими зонами, обогащенными основными сланцами, а антиклинории — саллическими зонами, в которых господствуют гнейсы. Оказалось, что практически все разновозрастные минерогенетические районы находятся или тяготеют к перекрестьям, к узлам пересечения древнейших фемических зон. На схеме, охва-

тывающей две меридиональные фемические зоны (Томмотскую и Биллымахскую) от Алдана до Амура и поперечные к ним широтные зоны, имеется 16 перекрестий — 16 минерагенических районов, в большинстве своем полиминерагенических [18]. В салических антиклинариях размещено только два мономинерагенических района (хрусталоносных).

Вещественно-стратиграфические карты не предусмотрены инструкциями и могут создаваться вначале лишь на энтузиазме съемщиков. И только когда будет показана эффективность таких карт, их создание станет обязательным и войдет в инструкции. Тимптоно-

Учурская экспедиция имеет определенный опыт создания вещественно-стратиграфических карт. В 60-х гг. мы совместно с М. М. Исакиным, Ю. С. Дубовым, В. Н. Сучковым и др. впервые провели детальное и высокодетальное петрографостратиграфическое картирование Канкунского и Каталахского полей.

Итак, во-первых, целесообразно уделить особое внимание созданию послойных разрезов стратонев; крайне желательно относиться корректно к подразделениям, выделенным нашими предшественниками; во-вторых, оптимальны, экономически оправданы вещественно-стратиграфические карты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Груздев В. А. Новые данные по стратиграфии архея центральной части Алданского щита.— Сов. геол., 1981, № 10.
2. Дзевановский Ю. К. Алданская плита.— Тр. ВСЕГЕИ. Общ. сер., 1949, № 9.
3. Карта тектоники докембрия континентов, м-б 1:15 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск: ИГИГ СО АН СССР, 1972.
4. Коржинский Д. С. Геология и полезные ископаемые Южного района.— В кн.: Якутская АССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1933.
5. Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Л.— М.: ОНТИ, 1936 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 71).
6. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Л.— М.: ОНТИ, 1936 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 86).
7. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 1. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1939.
8. Коржинский Д. С. Современные представления об образовании слюдяных месторождений СССР.— В кн.: Труды совещания по слюде. Т. 1. М., 1949.
9. Коржинский Д. С. Геологические предпосылки минерально-сырьевой базы Алданского горнопромышленного района.— В кн.: Коксующиеся каменные угли и железные руды Алданского горнопромышленного района Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
10. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956.
11. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
12. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Якутской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
13. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973.
14. Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита. Алдан, 1945.
15. Черкасов Р. Ф. Некоторые вопросы геологии и методики картирования флогопитоносных полей в архее центральной части Алданского щита.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967.
16. Черкасов Р. Ф. Алданский архей на стратотипической территории (долина р. Тимптон).— В кн.: Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978.
17. Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979.
18. Черкасов Р. Ф. Многократно активизированные древнейшие фемические зоны.— В кн.: Тектоника Сибири, т. 12. Новосибирск: Наука, 1983.

УДК 550.83 : 551.24 (571.54/55+571.6)

С. В. Горкуша, Л. А. Мастюлин

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

На основе анализа карт сейсмичности охарактеризована структура эпицентрального поля Монголо-Охот-

ского сейсмического пояса, проведено сопоставление ее с другими геолого-геофизическими данными.

Сейсмологические данные обычно анализируются в плане прогноза места, времени и силы землетрясений, изучения скоростных свойств глубинных горизонтов земной коры и мантии. Значительно реже проводится анализ сейсмичности для установления ее связи с тектоническими структурами различного типа, ранга и глубинности. Вместе с тем последний подход имеет несомненную ценность для целей региональной тектоники, для установления расчлененности (расслоенности) земной коры и мантии, выделения глубинных разломов, особенно тех, тектоническая жизнь которых продолжается в настоящее время.

Цель наших исследований — выявление структуры эпицентрального поля землетрясений и поиск закономерных связей ее с особенностями глубинного строения земной коры и мантии на примере Монголо-Охотского сейсмического пояса [11], охватывающего территорию Западной Монголии, Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока СССР, отдельные фрагменты которого более подробно рассмотрены в работах [3, 4, 7, 8, 10].

СТРУКТУРА ЭПИЦЕНТРАЛЬНОГО ПОЛЯ

Для исследуемой территории с помощью ЭВМ были построены карты эпицентров и плотности логарифма энергии землетрясений за период 1962—1980 гг. по каталогам [1, 5, 6].

При построении карты плотности логарифма энергии исследуемая территория разбивалась на ячейки, образуясь с точностью определения эпицентров, площадью 625 км², и в каждой ячейке подсчитывалось суммарное значение $K = \lg E$ (K — энергетический класс зем-

летрясения, E — энергия землетрясения). Проведен анализ эпицентрального поля с позиции положения и формы групп компактно сближенных эпицентров землетрясений с энергетическим классом $K \geq 8$.

Следует отметить неравнозначность имеющегося в настоящее время материала по сейсмичности отдельных участков территории исследования и низкую точность определения эпицентров, равную для значительной части района ± 25 км, что не позволяет достоверно выделять структурные элементы эпицентрального поля протяженностью менее 50 км. В результате анализа выявлены четыре уровня масштабности проявления сейсмичности и составлена схема районирования эпицентрального поля.

Первый выделяемый уровень — это группы (обособляемые непрерывные компактные сгущения эпицентров) и линии (единичные землетрясения, подчиняемые единому плану простирания). Границей контуров обособляемых групп будем считать пограничные эпицентры сгущений, линии проводим по центрам единичных проявлений.

Второй уровень включает в себя зоны — объединения нескольких групп и линий с подобным характером проявления слагающих их элементов протяженностью менее 200 км.

Системы и асейсмичные окна представляют собой третий уровень масштабности. Система — совокупность следующих непрерывно вдоль какого-либо направления зон с характерным проявлением их ориентации и внутренней структуры. В пределах района исследования особенно четко выделяются участки с пониженной сейсмичностью, практически асейсмичные (асейсмичные окна). Размеры их значительно превышают точность определения координат эпицентров, что указывает на их обильное существование.

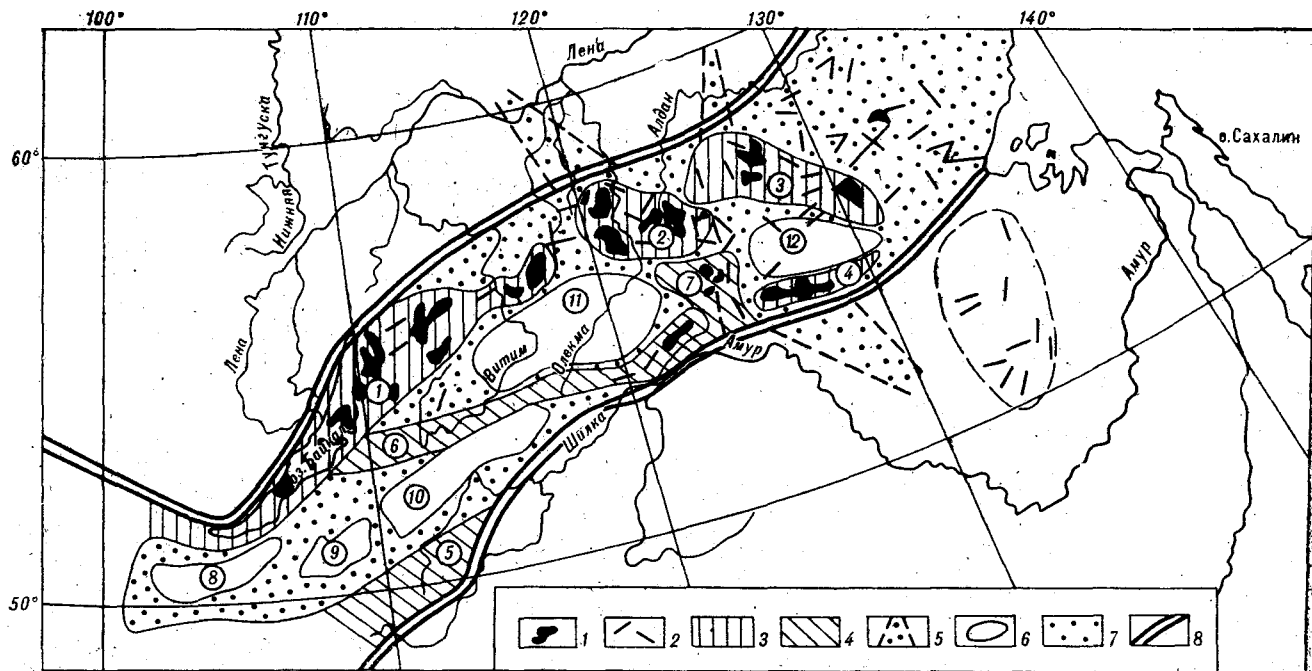


Рис. 1. Схема районирования эпицентрального поля землетрясений Монголо-Охотского сейсмического пояса.

1 — сейсмическая группа; 2 — сейсмическая линия; 3 — высокосейсмичные системы; 4 — слабосейсмичные системы; 5 — намечающиеся сейсмические системы; 6 — асейсмичные окна; 7 — фоновая сейсмичность; 8 — условные границы пояса. Сейсмические системы: 1 — Байкальская, 2 — Удокано-Зверевская, 3 — Гономо-Джугдырская, 4 — Тукурингро-Джагдинская, 5 — Даурская, 6 — Витимо-Урканская, 7 — Ларбинская. Асейсмичные окна: 8 — Джилидское, 9 — Загайское, 10 — Яблоновое, 11 — Витимо-Олёкминское, 12 — Брятинское.

Местоположение и описание систем и асейсмичных окон исследуемого района приведены на рис. 1 и в таблице. Совокупность этих элементов структуры эпицентрального поля образует Монголо-Охотский сейсмический пояс, северо-западная и северная границы которого выявляются довольно отчетливо, в то время как юго-восточная и южная проявлены невыразительно.

В пределах пояса сейсмические системы облекают асейсмические окна подобно тому, как включены в тектонической брекчии обломки первичной породы. Интересная особенность пояса — узкие ответвления северо-западного и субмеридионального простирания в бассейнах рек Зея, Олёкмы и Алдана. Не исключено, что при дальнейшем изучении сейсмичности Ларбинской, Удокано-Зверевской систем и намечающихся ответвлений представится возможным выделить новую крупную сейсмогенную структуру. Кроме того, как видно из рис. 1, по ответвлениям происходит смена ориентации систем, что может говорить о нетипичном продолжении Байкальского рифта на восток. О различных западного и восточного флангов, выраженных в ориентировке напряжений в очагах землетрясений, в основных формах рельефа и тектонической структуре, отмечалось ранее в [2].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЯСА

Сопоставление схемы районирования эпицентрального сейсмического поля с тектоническими картами показывает, что Монголо-Охотский сейсмический пояс накладывается на разновозрастные складчатые сооружения обрамления Сибирской платформы, включая Алданский щит. На северо-западе его граница следует согласно контурам Ангарского выступа Сибирской платформы, далее у северной оконечности оз. Байкал она резко поворачивает на восток, приспособившись в общих чертах к разделу внешней и внутренней зон складчатой области байкалид. Северная граница восточной части пояса почти под прямым углом пересекает структуры Алданского щита. Юго-восточная граница Монголо-Охотского пояса, прослеживаясь из Монголии, пересекает Западное Забайкалье, следуя вдоль Ононского разлома, разделяющего Даурскую и Агинскую зоны герцинид Забайкалья, сечет под углом Монголо-Охотский глубинный разлом, разделяющий герцинскую и раннепалеозойскую складчатые области Забайкалья, приспособившись к северо-западной окраине Пришилкинского выступа докембрийского основания раннепалеозойской складчатой области, и лишь на востоке, начиная с хр. Янкан, совпадает с широтным отрез-

Система	Характеристика
Байкальская	Представлена рядом зон, включающих линейно-площадные, площадные группы, преимущественно северо-восточного, субширотного и ортогонального к нему простираний, выделенная в [7]
Удокано-Зверевская	Преимущественное простирание линейно-площадных групп — субмеридиональное. Уверенно обособляется на карте плотности $Ig E$. Ориентация системы северо-запад — юго-восток
Гонамо-Джугдырская	Представлена двумя зонами, характер и ориентация линий между которыми позволяет объединить их в эту систему. Ориентация системы северо-запад — юго-восток
Тукурингро-Джагдинская	Характерны высокие плотности эпицентров, представлена компактными линейно-площадными группами субширотного простирания. Ориентация групп совпадает с ориентацией системы
Даурская	Сейсмостатистический материал по системе недостаточен. Слабо выраженные площадные и линейно-площадные группы эпицентров, практически не объединенные в зоны
Витимо-Урканская	Представлена рядом кулисообразно расположенных зон субширотного и северо-восточного направления. Линейно-площадные группы и линии внутри зон ориентированы субширотно
Ларбинская	Хорошо обособляется на карте плотности $Ig E$, но группы и сейсмические линии в ее пределах разноориентированы. Не имеет выраженного преимущественного простирания

ком Монголо-Охотского разлома. Таким образом, несмотря на резкое наложение сейсмического пояса на разновозрастные складчатые сооружения, его границы (за исключением Алданского щита и некоторых районов Забайкалья) обнаруживают признаки приспособления к главным и в большей мере второстепенным тектоническим структурам и линиям древнего заложения.

Монголо-Охотский сейсмический пояс обнаруживает хорошее совпадение со сводообразным повышением осредненного рельефа земной поверхности (рис. 2); осложненного рядом линейных хребтов, разделенных межхребтовыми впадинами. В некоторых местах (Центральное Забайкалье, восточная часть Алданского щита) общее воздымание рельефа осложнено изометричными овальными и ромбовидными блоковыми повышениями и понижениями. Описывае-

мое воздымание рельефа особенно отчетливо проявляется на карте, составленной по высотным отметкам русел крупных рек, т. е. по самому низкому уровню их вреза. Превышение его над прилегающими территориями, при учете общего воздымания поверхности земли от Тихого океана к Центральной Монголии, составляет 200—300 м. Эта гигантская морфоструктура заложилась в послепалеогенное время и продолжает развиваться. Она охватывает глубинные горизонты коры и мантии. По сейсмологическим данным [9] установлено, что под нею располагается аномальная (низкоскоростная) мантия. В северо-западной части пояса на территории, прилегающей к оз. Байкал, аномальная мантия залегает непосредственно под земной корой. Нижняя граница линзы аномальной мантии оценивается в западной части пояса в 700 км, в восточной — 300 км. Зона аномальной мантии отчетливо коррелируется с региональным гравитационным минимумом. Интенсивность минимума увеличивается от Охотского моря к Западной Монголии подобно увеличению средних высот рельефа (см. рис. 2). В его пределах выделяются крупные участки с более повышенными и пониженными значениями силы тяжести, часто ограниченные зонами градиентов. Минимум обусловлен, по-видимому, различными геологическими причинами. Одна его составляющая, несомненно, связана с линзой аномальной низкоскоростной и, как следствие, менее плотной мантии. На это указывает площадное совпадение проекции линзы аномальной мантии и контуров минимума силы тяжести. Вторая его составляющая обусловлена латеральным изменением плотности верхних горизонтов земной коры, о чем свидетельствует значительное понижение силы тяжести в районах широкого развития гранитоидов с плотностью, меньшей плотности промежуточного слоя. К числу таких районов относятся Центральное Забайкалье, Байкальская горная область, бассейны рек Нерчи и верховий р. Олёкмы и частично Станового хребта.

Понижение средней плотности верхних горизонтов коры в обрамлении Алданского щита (хребты Становой, Удокан, Кодар) обязано не только развитию гранитоидов, но и проявлению процессов калиевого и кремниевого метасоматоза, охвативших значительные площади слоисто-кристаллических образований. Плотность метасоматитов сопоставима с плотностью умеренно кислых гранитоидов. Указанием на то, что значительная часть гравитационного эффекта связана с неоднородностями верхних горизонтов земной коры, является и тот факт, что даже при значительном осреднении наблюдаемого аномального поля зоны горизонтальных градиентов остаются довольно

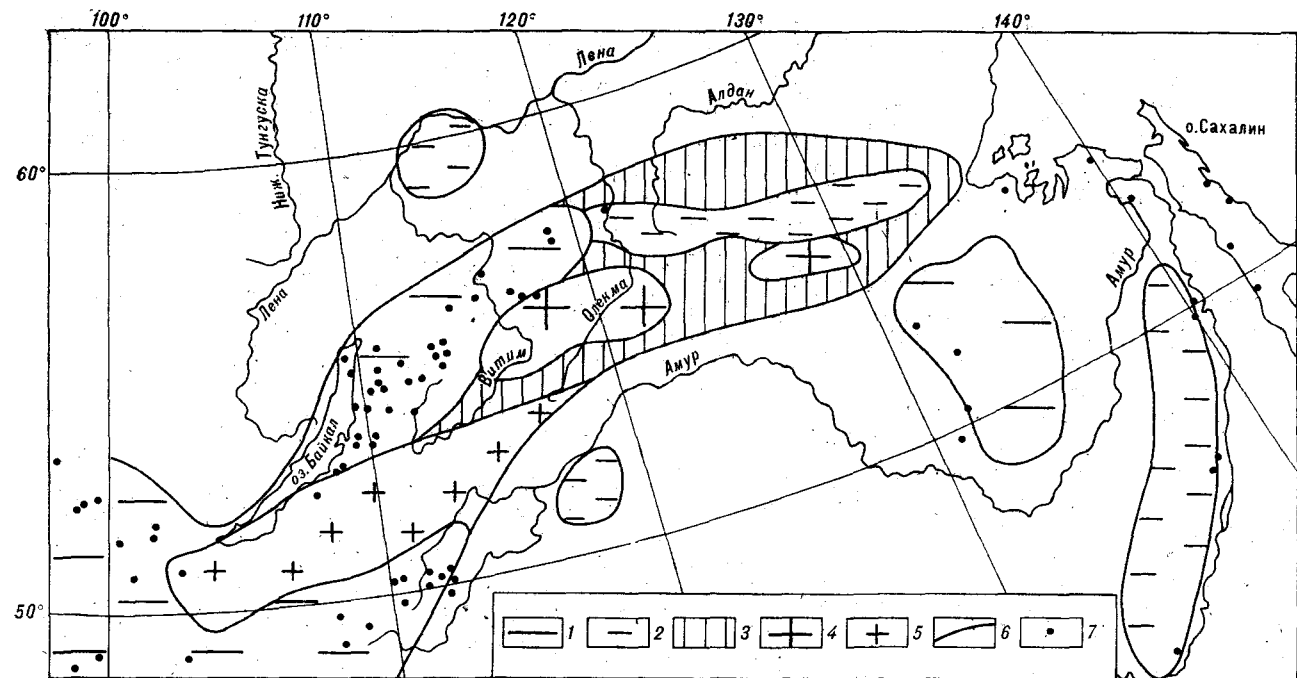


Рис. 2. Схема аномалий гравитационного поля Монголо-Охотского сейсмического пояса.

Относительные минимумы гравитационного поля: 1 — интенсивный, 2 — средний, 3 — слабый. Относительные максимумы гравитационного поля: 4 — интенсивный, 5 — слабый, 6 — границы относительных экстремумов, 7 — выход термальных вод.

резкими и четко оконтуривают области с различной средней плотностью пород. При этом, конечно, исключается влияние маломощных рыхлых образований межгорных впадин и плитных чехлов.

Аномальность скоростных и плотностных свойств мантии обусловлена ее повышенной температурой, на что указывает повышенный тепловой поток и широкое развитие геотермальных источников. Термальные воды особенно широко развиты в районах, где аномальная мантия залегает или непосредственно в низах коры, или на незначительной глубине. К таким районам в первую очередь относятся Прибайкалье, район хр. Удокан, Центральная и Западная Монголия, Центральное Забайкалье. В этих районах намечается также более интенсивная сейсмичность и наиболее интенсивные отрицательные гравитационные аномалии. Оба факта могут быть легко объяснены аномально повышенной температурой верхней мантии, используя механизм всплывания линзы ее легкого разогретого вещества и давления на более механически хрупкую земную кору. В этом плане снижаются затруднения при объяснении коровой глубины очагов землетрясений Монголо-Охотского пояса. Аномальная мантия характеризуется повышенной вязкостью, в связи с чем в ней исключено накопление сильных скалывающих напряжений, быстрая разрядка которых приводит к генерации сейсмических колебаний.

ХАРАКТЕРИСТИКА СИСТЕМ И АСЕЙСМИЧНЫХ ОКОН ПОЯСА

На уровне систем выявляется связь сейсмичности с крупными блоками земной коры различного состава, зонами глубинного гранитообразования. Такие сейсмические системы, как Байкальская, Удокано-Зверевская, Даурская, характеризуются широким развитием термальных вод, интенсивными минимумами силы тяжести, резко контрастным рельефом и широким развитием гранитоидов в виде крупных интрузивов (см. рис. 2). Следует отметить намечающиеся системы сейсмичности Сихотэ-Алинской складчатой области и Буреинского массива, где существующая сеть сейсмических станций не обеспечивает пока достаточного сейсмостатического материала. Им присущ весь набор признаков, характерных для вышеописанных сейсмических систем. В слабо сейсмичных системах — Витимо-Урканской, Ларбинской — уровень гравитационного поля значительно выше, уже не обнаруживаются термальные воды, характерны более сглаженные формы рельефа.

Асейсмичные окна, которые практически повсеместно охватывают наиболее плотные и большей частью магнитные архейские метаморфические и магматические комплексы пород, слагающие крупные блоки основания Селенгино-Яблоновой, Становой и Байкальской складчатых областей, характеризуются и отно-

сительными гравитационными и магнитными максимумами.

Примером асейсмичных окон исследуемого района являются Витимо-Олёкминское и Брянтинское, уверенно выделяющиеся относительными максимумами гравитационного поля. Оценки по гравитационным и магнитным аномалиям показывают, что архейские метаморфические комплексы пород выделенных окон распространяются до глубины 15—20 км. Гравитационный эффект блоков подчеркивается еще тем, что по их периферии в зонах бластомионитизации и метасоматоза развиты обширные гранитоидные массивы мезозойского возраста, возникшие в этап тектоно-магматической активизации этого региона. Необходимо отметить, что мезозойские гранитоиды распространяются и на проекцию нижнеархейских блоков, однако здесь они в гравитационном поле не выделяются. Последнее может быть объяснено тем, что гранитоиды в пределах блоков представляют собой маломощные пластинообразные тела.

Приведенные геолого-геофизические данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Монголо-Охотский сейсмический пояс пространственно связан с крупнейшей сводовой структурой и является отражением ее развития в настоящее время. Главнейшим фактором, обуславливающим тектоническую жизнь этой

структуры, является, по-видимому, гигантская линза (возможно колонна) аномальной мантии высокой температуры и вязкости, которая характеризуется выталкивающей силой.

2. Несмотря на единый глобальный источник развития всего Монголо-Охотского сейсмического пояса, характер и положение слагающих его структурных элементов — сейсмических систем и асейсмичных окон обусловлены неоднородным строением верхних горизонтов земной коры.

3. Асейсмичные окна совпадают со сравнительно слабоизмененным массивом раннедокембрийских пород и в отношении к механическим движениям проявляют себя устойчивыми.

4. В пределах выделенного пояса по изменению простирания сейсмических систем и характеру их зон отмечается различие восточного и западного его флангов. Представляется, что зона, продолжающая Байкальский рифт на восток, по меньшей мере, не типично рифтовая.

5. Отмечены области, характеризующиеся всем набором геолого-геофизических признаков, присущих сейсмическим системам, которые при дальнейшем разворачивании сети сейсмостанций на Дальнем Востоке СССР должны проявить себя сейсмически активными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Землетрясения в СССР 1962—1977 гг. М.: Наука, 1964—1980.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. и др. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта. — ДАН СССР, 1978, т. 240, № 3.
3. Козьмин Б. М., Ларионов А. Г. Особенности пространственного распределения землетрясений в Якутии. — В кн.: Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: Кн. изд-во, 1975.
4. Кочетков В. М., Боровик Н. С. Детальный анализ сейсмического поля Прибайкалья. — В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977.
5. Материалы по сейсмичности Сибири 1976 г. Иркутск, СО АН СССР, 1978.
6. Материалы по сейсмичности Сибири 1977—1979 гг. Иркутск, СО АН СССР, 1979—1981.
7. Мишарина Л. А., Солоненко А. В. Анализ эпицентрального поля землетрясений центральной и северо-восточной частей Байкальского рифта. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976.
8. Николаев В. В., Семенов Р. М. и др. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982.
9. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979.
10. Соловьев С. Л. Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья. — Геол. и геофиз., 1980, № 9.
11. Солоненко В. П. О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. — Бюл. совета по сейсмологии, 1960, № 10.

УДК 552.48 (571.61/62)

А. И. Ромашкин

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА АМФИБОЛИТОВ ДИЧУНСКОЙ СВИТЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ БУРЕЙНСКОГО МАССИВА

Амфиболиты дичунской свиты по комплексу геологоструктурных, петрографических, петрохимических и геохимических данных образуют непрерывный генетический ряд с подстилающими и перекрывающими терригенно-карбонатными породами амурской серии. Переслаивание с карбонатными и высокоглиноземистыми породами, наличие окатанных зерен циркона, апа-

тита, монацита, общность петрохимических характеристик с карбонатными породами и геохимическая специализация, свойственная породам амурской серии, — все это указывает на принадлежность их к параамфиболитам. С этих позиций обсуждаются некоторые вопросы палеотектоники, докембрийской складчатости, метаморфизма и магматизма Буреинского массива.

Среди интрузивно-метаморфических комплексов докембрия и палеозоя, слагающих фундамент Буреинского массива и имеющих преимущественно гранитоидный состав, особое место занимают амфиболиты дичунской свиты. Их изучение дает дополнительные критерии для решения вопросов палеофациального анализа региона, возможного источника рудного вещества и общей проблемы распространенности, состава и условий возникновения амфиболитов. Обсуждению этих вопросов посвящена данная статья.

Наиболее крупные выходы пород дичунской свиты закартированы на левобережье р. Амур в бассейнах рек Яурин, Джалинда, Салокачи, Урми, Ниман, Б. Аимка и др. Дичунская свита, располагающаяся в центральной части разреза амурской серии, является надежным маркирующим горизонтом докембрийских отложений Буреинского массива. Согласно залеганию пород дичунской свиты на породы нижележащей туловчихинской неоднократно наблюдалось в обнажениях по рекам Ниман и Джалинда, в среднем течении р. Бурей, в устье р. Туловчиха и др. Смена пород происходит либо резко (биотит-роговообманковый гнейс — амфиболит), либо постепенно, с появлением в низах дичунской свиты прослоев роговообманковых и биотитовых гнейсов. Взаимоотношение дичунской и урильской свит впервые описано Л. В. Эйршем: в урильской свите ...«на границе с дичунской ...наблюдается переслаивание слюднокварцевых сланцев с амфиболитами и амфиболовыми микрогнейсами» [1, с. 67]. Автором в бассейне р. Салокача и на правом берегу р. Урма (устье р. Диктанга) наблюдалось согласное залегание на темно-зеленых амфиболи-

тах дичунской свиты роговообманковых, эпидот-роговообманковых, биотитовых, биотит-мусковитовых сланцев урильской свиты. Породы всех трех свит образуют единый рисунок складчатых структур, определяющими элементами которого являются северо-восточное простирание и наличие брахиформной складчатости.

Обобщенный разрез дичунской свиты, составленный по ее частным разрезам, представляется в следующем виде (снизу вверх): амфиболиты 60—120 м, роговообманковые, биотит-гранат-роговообманковые сланцы 20 м, амфиболиты 30—40 м, биотит-роговообманковые, роговообманковые сланцы 10 м; амфиболиты 40—50 м, карбонатные породы 5—20 м, амфиболиты 40—50 м, роговообманковые сланцы 30 м; биотитовые плаггиогнейсы 20—30 м, амфиболиты 20—60 м, карбонатные породы 10—20 м, роговообманковые, биотит-гранат-роговообманковые, эпидот-гранат-роговообманковые, диопсид-роговообманковые сланцы 40—60 м, амфиболиты 20—40 м. Общая мощность разреза свиты в среднем варьирует от 360 до 500 м, достигая в северо-восточной части массива 1000 м.

Амфиболиты занимают 53,4% общего объема дичунской свиты [16]. Они представляют собой полнокристаллические, равномернозернистые породы темно-зеленого до черного цвета полосчатой, сланцеватой, гнейсовидной, массивной текстуры. Среди амфиболитов, имеющих существенно амфиболовый состав, выделяются следующие петрографические разновидности: полевошпатовые, биотитовые, гранатовые, диопсидовые, эпидотовые, эпидот-гранатовые. Широко распространены нематогранобластовые, лепидонематобластовые и пойкилобластовые

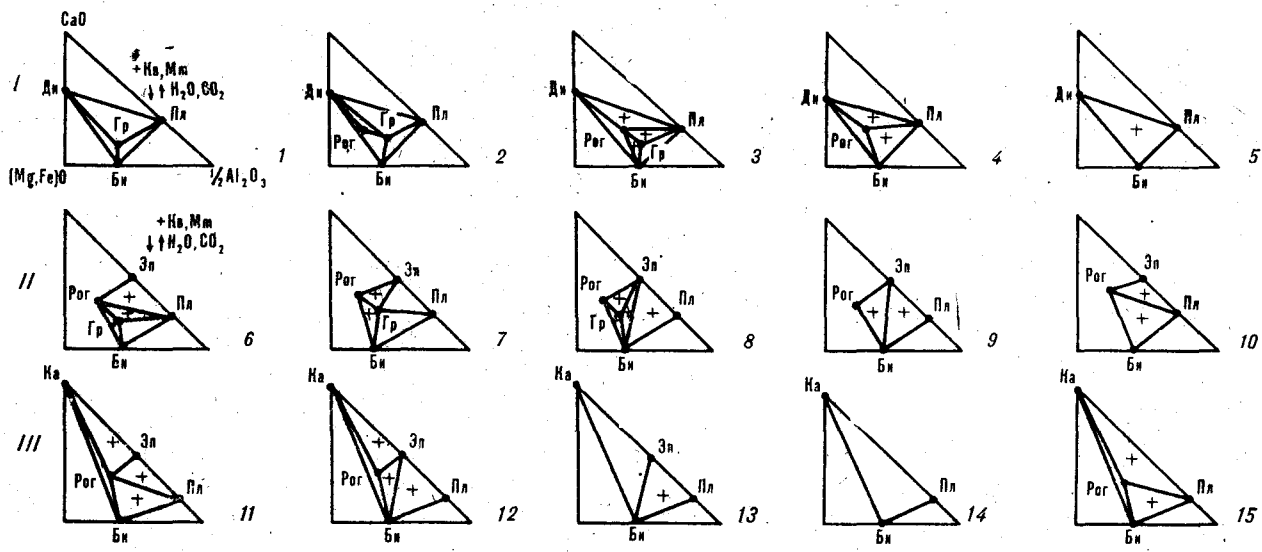
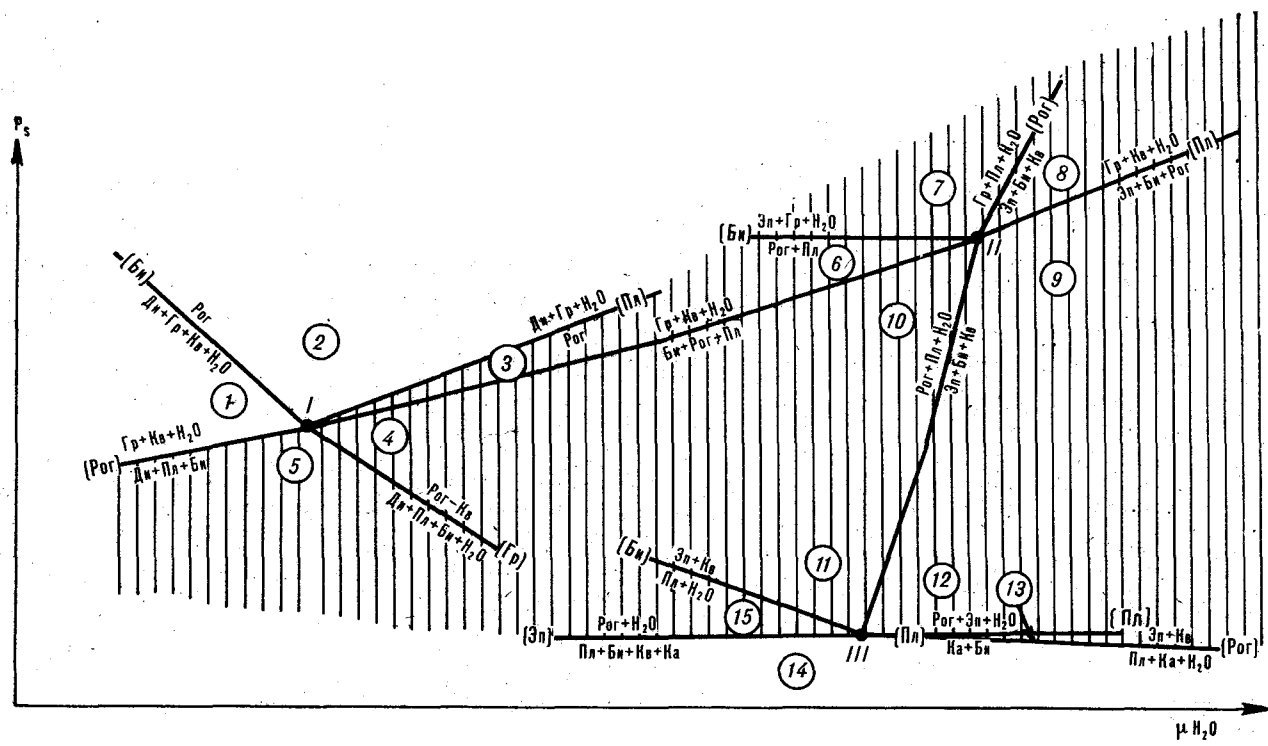


Рис. 1. Диаграмма $P_s - \mu H_2O$ для эпидот-гранатовых амфиболитов.

Крестиками обозначены наблюдавшиеся минеральные парагенезисы; заштрихованное поле — обобщенный интервал условий метаморфизма амфиболитов дичунской свиты.

структуры амфиболитов, обусловленные нахождением в их составе переменных количеств роговой обманки, актинолита, диопсида, эпидота, плагиоклаза, биотита, граната, кварца, хлорита, карбоната, магнетита, ильменита, сфена. Специфических реликтовых или новообразованных структур не наблюдается. Минеральные парагенезисы амфиболитов соответствуют роговооб-

манковой, эпидот-роговообманковой и актинолит-биотитовой температурным ступеням, по С. П. Кориковскому [6].

Парагенезисы роговообманковой и эпидот-роговообманковой температурных ступеней проанализированы по методике Д. С. Коржинского [5] с дополнениями А. А. Маракушева [8]. Нонвариантная точка II (рис. 1) взята по

Химический состав амфиболитов дичунской свиты, % вес.

№ п. п.	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	Сумма
1	3,19	47,51	2,10	13,70	2,52	9,68	0,18	5,70	14,58	2,31	0,61	0,01	0,18	0,09	0,35	99,52
2	3,12	49,00	2,71	13,74	4,33	10,34	0,22	5,92	9,17	2,01	0,44	0,15	0,27	0,32	1,04	99,66
3	2,81	53,95	1,05	20,36	0,55	7,06	0,11	2,20	6,18	3,83	2,12	0,07	0,47	0,23	1,16	99,34
4	3,08	51,53	2,72	12,97	7,49	7,48	0,19	3,65	8,38	2,63	0,70	0,00	0,28	0,04	1,44	99,50
5	—	49,86	1,80	17,14	2,71	9,61	0,28	3,74	6,48	2,92	1,93	0,03	0,58	0,06	0,86	98,00
6	3,08	47,98	1,71	15,48	1,52	8,93	0,22	7,58	10,61	2,36	0,75	0,62	0,27	0,65	0,99	99,67
7	3,11	47,41	1,04	17,30	2,58	5,97	0,14	6,64	14,53	2,52	0,32	0,00	0,07	0,06	0,96	99,54
8	3,04	48,06	3,17	12,29	4,65	12,42	0,25	5,38	8,08	2,67	0,60	0,00	0,37	0,03	1,81	99,78
9	3,06	46,74	3,25	11,40	5,33	11,54	0,26	6,10	10,07	2,46	0,48	0,00	0,25	0,12	1,53	99,53
10	2,97	46,68	1,32	16,12	1,66	8,10	0,20	7,24	12,83	2,44	1,05	0,00	0,05	0,12	1,53	99,34
11	2,97	50,54	1,62	15,36	1,08	7,86	0,18	7,18	9,88	2,76	1,16	0,01	0,14	0,07	1,67	99,51
12	—	44,75	1,82	16,55	2,53	9,51	0,19	7,58	10,77	1,99	0,85	0,33	0,26	0,09	2,37	99,59
13	—	45,98	1,33	17,95	2,40	7,27	0,15	7,64	10,94	1,97	1,36	0,19	0,25	0,10	2,04	99,59
14	—	46,97	1,70	17,92	1,62	8,80	0,21	6,55	10,55	2,35	0,86	0,10	0,28	0,00	1,62	99,53
15	—	47,14	1,08	17,86	1,42	8,65	0,17	6,77	9,22	2,50	1,60	0,08	0,32	0,02	2,70	99,53
16	3,05	47,84	1,52	14,58	3,49	9,32	0,23	7,61	11,92	2,12	0,32	0,15	0,18	0,04	0,91	100,23
17	3,07	47,86	1,27	14,57	1,77	11,03	0,21	7,79	11,75	1,68	0,20	0,17	0,18	0,32	1,18	99,98
18	3,11	49,12	0,94	15,17	1,60	9,67	0,24	8,07	11,74	2,00	0,20	0,01	0,07	0,18	1,28	100,29
19	3,17	43,88	2,78	16,00	2,55	11,64	0,23	7,31	10,06	2,08	1,22	0,00	0,44	0,00	1,37	99,56
20	3,20	44,10	2,60	15,47	3,34	11,96	0,26	7,90	9,60	2,10	0,62	0,01	0,43	0,00	1,78	100,17
21	—	57,61	1,22	12,87	1,01	5,32	0,09	3,43	6,61	2,03	3,21	—	—	—	0,69	94,09*
22	—	50,20	1,88	17,27	1,78	9,06	0,19	5,25	6,96	2,13	2,20	—	—	—	0,83	98,45*

Примечание. 1 — обр. 4150 — эпидотовый амфиболит, лев. берег р. Амур, 3,5 км выше устья р. Помпеевки; 2 — обр. 4157 — полевощпатовый амфиболит, там же; 3 — обр. 4185 — эпидотовый амфиболит, там же; 4 — обр. 4134 — эпидотовый амфиболит, там же; 5 — обр. 4152 — эпидот-гранатовый амфиболит (эпидот-гранат-биотит-роговообманковый плагиогнейс), там же; 6 — обр. 4167 — эпидот-гранатовый амфиболит, лев. берег р. Амур, 6,5 км выше устья р. Туловчиха; 7 — обр. 4182 — полевощпатовый амфиболит, лев. берег р. Амур, 4,5 км выше устья р. Помпеевки; 8 — обр. 4431 — полевощпатовый амфиболит, бас. р. Салокчи, верховья кл. Горболук; 9 — обр. 4434 — полевощпатовый амфиболит, там же; 10 — обр. 3321 — диопсидовый амфиболит, бас. р. Лурия, верховья р. Джалинда; 11 — обр. 3322 — полевощпатовый амфиболит, там же; 12 — обр. 4599 — биотитовый амфиболит, прав. берег р. Урми, 3 км ниже устья р. Диктанги; 13 — обр. 4596 — биотитовый амфиболит, там же; 14 — обр. 4598 — биотитовый амфиболит, там же; 15 — обр. 4595 — биотитовый амфиболит, там же; 16 — обр. 1329 — полевощпатовый амфиболит, лев. берег р. Ниман, 2 км ниже устья кл. Таежного; 17 — обр. 1310 — полевощпатовый амфиболит, там же; 18 — обр. 1845 — полевощпатовый амфиболит, там же; 19 — обр. 1567 — биотитовый амфиболит, бассейн р. Б. Амка, верховья кл. Лукачек; 20 — обр. 1596 — амфиболит, там же; 21, 22 — средневешенный химический состав дичунской свиты; 21 — левобережье р. Амур, 22 — ср. течение р. Ниман.

* В разрезе присутствуют карбонатные породы, имеющие повышенное содержание CO₂. Пробы анализировались в лаборатории ДВМСа и ДВТГУ, аналитики М. О. Кириллова, М. М. Косьяк, С. А. Киреева.

наблюдавшемуся парагенезису Рог + Пл + Эп + Би + Гр + Кв + Мт (шл. 4152, эпидот-гранатовый амфиболит). Нонвариантная точка I Ди + Рог + Пл + Бт + Гр + Кв + Мт (гнейс, Квебек, Канада) взята по Л. Л. Перчуку [11], на том основании, что в парагенезисах амфиболитов между диопсидом и эпидотом всегда устанавливаются реакционные взаимоотношения. III нонвариантная ассоциация Рог + Эп + Пл + Бт + Карб + Кв + Мт (роговообманковый сланец, Украинский щит) взята, по Е. Н. Ушаковой [20], со значительной долей условности на том основании, что во всех наблюдавшихся гранатосодержащих парагенезисах карбонат не отмечался. Мольные объемы для минералов, имеющих в справочнике Г. Б. Наумова и др. [10], определены по их химическому составу в соответствии с количественным соотношением минералов. В остальных случаях мольный объем рассчитывался через удельный вес, который определялся, по У. А. Диру и др. [3], в соответствии с составом минерала, определенным химическим или оптическим методом. Анализ полученной диаграммы показывает, что в смене минеральных парагенезисов эпидот-гранатовых амфиболитов основную роль играет изменение химического потенциала воды (тем-

пературные условия метаморфизма) [8]. Общий температурный диапазон условий метаморфизма, установленный в целом для амурской серии в интервале от 500 до 730°C [16] характерен, по-видимому, и для рассматриваемых пород. С возрастанием температуры их парагенезисы подвергались неоднократной перестройке.

По химическому составу (см. таблицу) амфиболиты относятся к породам нормального ряда, только гранат- и биотитсодержащие разновидности являются пересыщенными глиноземом. Амфиболиты имеют выдержанное содержание и соотношение щелочей; натрий значительно преобладает над калием, отношение их молекулярных количеств достигает 10. Другой особенностью химизма амфиболитов является преобладание магния над железом. При рассмотрении химического состава амфиболитов в совокупности с другими породами дичунской свиты на диаграмме Mg — Ca — Fe²⁺ устанавливается, что они образуют непрерывный ряд, переходящий к карбонатным породам путем постепенного возрастания содержания кальция и магния и уменьшения содержания железа. На диаграммах, построенных по методике П. Нигли и Н. А. Домарацкого [4], фигуративные точки амфиболитов располагаются в поле магматиче-

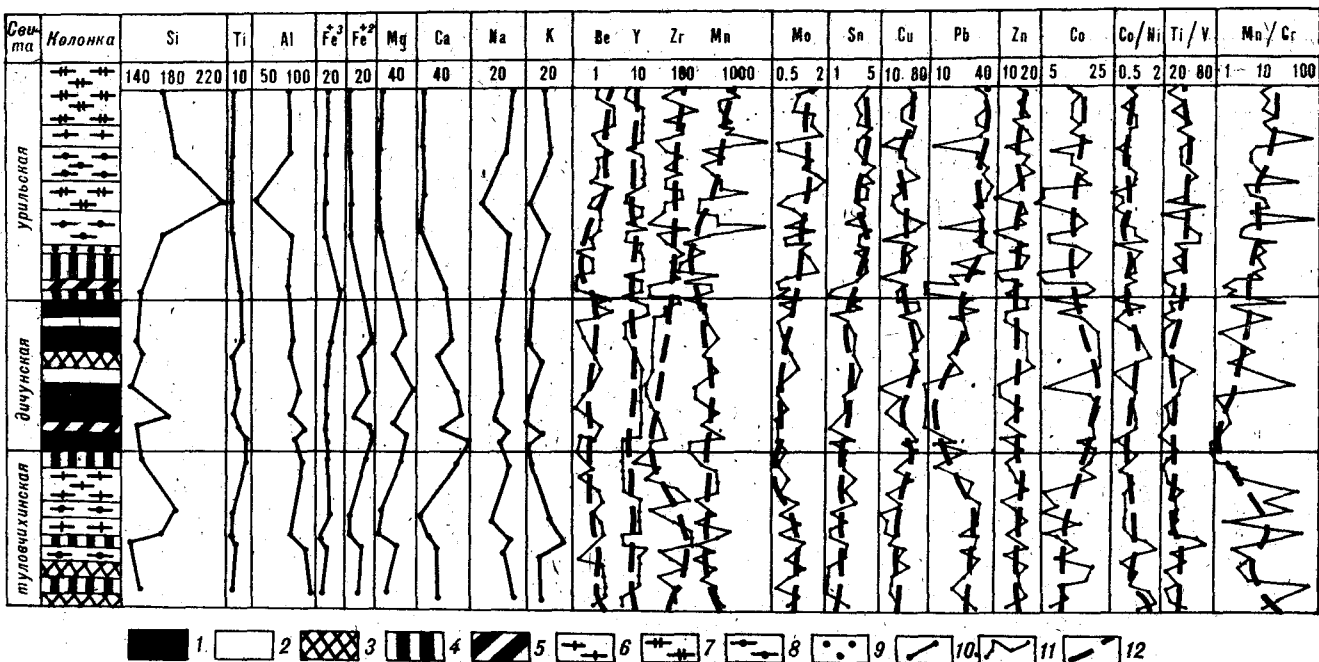


Рис. 2. Положение амфиболитов дичунской свиты в петрогеохимическом разрезе амурской серии (левобережье р. Амур; литологическая колонка упрощена).

1 — амфиболиты, 2 — карбонатные породы, 3 — роговообманковые, 4 — эпидот-роговообманковые, 5 — биотит-гранат-роговообманковые, 6 — биотитовые, 7 — мусковитовые, 8 — высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, 9 — кварциты, 10 — петрогенные элементы по результатам силикатного анализа (в молекулярных количествах), 11 — редкие элементы по результатам спектрального полуколичественного анализа в $n \cdot 10^{-4}\%$ и отношения характерных пар элементов в относительных единицах, 12 — осредненная кривая распределения элемента в разрезе.

ских пород. Амфиболиты северной части Бу-реинского массива (бассейн р. Ниман) отличаются от амфиболитов его южной части (левобережье р. Амур) повышенным содержанием железа и магния, пониженным — натрия и большей выдержанностью общего химического состава. В районе стратотипа дичунская свита, выделяющаяся в общем разрезе серии повышенным содержанием титана, железа, магния, кальция и пониженным — калия, не представляет собой петрохимической аномалии, а имеет постепенный переход к выше- и нижележащим свитам (рис. 2). Средневзвешенный химический состав дичунской свиты, рассчитанный по методике Е. А. Кулиша [7], отвечает габбро-диориту (см. таблицу).

По геохимическим данным [2, 14] амфиболиты на фоне других типов пород амурской серии выделяются повышенным содержанием хрома (160—190 г/т против 26—67 г/т), ванадия (120—140 г/т против 20—106 г/т), цинка (150—190 г/т против 100—140 г/т), никеля (25—43 г/т против 7—20 г/т), кобальта (27—32 г/т против 6—15 г/т), скандия (22—36 г/т против 9—20 г/т), меди (23—63 г/т против 18—34 г/т). Содержание титана, марганца, бария, фосфора, молибдена, свинца, циркония, иттрия, иттербия, бериллия, галлия в амфиболитах дичунской свиты отвечает уровню их содержания в других типах пород амурской

серии. Литолого-геохимический разрез серии, составленный по береговым обнажениям р. Амур, показывает (см. рис. 2), что как дичунская свита в целом, так и слагающие ее пачки амфиболитов, имеющие определенную геохимическую специализацию, в общем разрезе серии не являются обособленным геохимическим образованием, а представляют собой закономерное звено, подчеркивающее общие тенденции изменения содержаний редких элементов.

По набору акцессорных минералов породы дичунской свиты сходны с породами выше- и нижележащих свит (рис. 3). Установленная ранее закономерность: «породы различного петрографического состава, отображенные в пределах одного участка, по набору акцессориев имеют больше сходства, чем одна и та же петрографическая разновидность разных районов» [15, с. 152] распространяется и на породы дичунской свиты. Детритовые акцессорные минералы амфиболитов, представленные окатанными и полуокатанными зернами циркона, апатита, сфена, монацита и ксенофота размером от 0,02 до 0,2 мм, располагаются в виде цепочек, прерывистых четок, часто образуют кучные, линзообразные обособления.

Приведенные данные показывают, что амфиболиты дичунской свиты, имеющие специфические особенности химического состава, в общем разрезе амурской серии не являются аномаль-

Минералы		I			II			III		IV		
		а	б	в	а	б	в	а	б	а	б	в
эпидимовые	циркон											
	апатит											
	сфен											
	анатаз											
	рутил											
	ильменит											
	монацит											
	ортит											
	касситерит											
эпидимовые	турмалин											
	магнетит											
	гематит											
	пирит											
	молибденит											
	галенит											
	сфалерит											
	халькопирит											
	арсениопирит											
число проб	7	6	8	17	4	5	4	4	9	4	6	



Рис. 3. Акцессорные минералы в породах дичунской свиты на фоне подстилающей и перекрывающей свит. I — левобережье р. Амур, II — бассейны р. Яурин, III — ср. течение р. Бурея, IV — ср. течение р. Ниман; а — туловчи́нская свита, б — дичунская свита, в — урильская свита; 1 — 4 — среднее содержание минерала во фракции: 1 — редкие знаки, 2 — частые знаки, 3 — до 25% объема фракции, 4 — более 25%; 5 — 8 — количество проб, содержащих минерал: 5 — до 25%, 6 — от 25 до 50%, 7 — от 50 до 75%, 8 — более 75%.

ным геологическим образованием, а представляют собой толщу, по целому комплексу признаков неразрывно связанную с подстилающими и перекрывающими породами. Для основных типов пород амурской серии (биотитовые, биотит-роговообманковые, высокоглиноземистые гнейсы, сланцы, карбонатные, графитсодержащие породы, кварциты) широким комплексом геологических, петрографических, петрохимических и геохимических исследований доказана первично-осадочная природа [15]. Вероятный состав исходных осадков, определенный по методике О. М. Розена [11], отвечает карбонатным глинам, мергелям и глинистым доломитам с существенной примесью гидроокислов железа и шамозита, формирующихся в климатических условиях, близких к аридным [17, 18]. Для полного отрицания участия вулканогенного материала в составе первичных осадков параамфиболитов нет достаточных оснований. Однако приведенный фактический материал позволяет утверждать, что если продукты вулканической деятельности в первичных осадках имели ме-

сто, то представлены они были, главным образом, вулканокластическим материалом.

Сформулированный вывод о первичной природе амфиболитов дичунской свиты в совокупности с результатами изучения литологии, условий метаморфизма и гранитизации пород амурской серии в целом [13, 15, 16] приводит к ряду геологических следствий, заслуживающих обсуждения.

1. Выдержанный литологический разрез, единые петрохимические и геохимические особенности, одинаковый состав акцессорных минералов, однотипный регионально-плутонический метаморфизм пород амурской серии свидетельствуют о том, что в период формирования отложений амурской серии Буреинский массив развивался как единая геотектоническая зона. Существенно терригенный профиль разреза, ограниченная роль хемогенных осадков и незначительная доля вулканогенного материала характеризуют условия первичного осадконакопления как миогеосинклинальные, свойственные краевым частям крупных геосинклинальных бассейнов.

2. Параамфиболиты, сформированные в специфических палеоклиматических условиях аридного климата, могли возникнуть и за пределами Буреинского массива, на территории которого в тот период располагался бассейн осадконакопления. Обнаружение стратиграфических аналогов дичунской свиты позволит более надежно определить границы протерозойского палеобассейна. К северу от Буреинского массива возможным аналогом дичунской свиты можно определить афанасьевскую свиту на Кербинском поднятии. Далее на север среди близких по возрасту осадочно-метаморфических отложений Монголо-Охотской складчатой системы и Становой складчато-глыбовой области выделить аналогов дичунской свиты не удастся. По-видимому, северная граница протерозойского палеобассейна, на месте которого впоследствии сформировался Буреинский массив, может быть проведена не далее чем по северной границе более молодой, возможно наложенной, Монголо-Охотской системы. Распирение границ Буреинского массива на север до объединения его в протерозое (архее) со Становой областью представляется не правомерным. К югу от Буреинского массива возможными аналогами дичунской свиты можно назвать татьяновскую свиту уссурийской серии на Ханкайском массиве [9], диоксидовую свиту машаньской серии и амфиболитовую свиту серии Хадахэ на Кэнтэйском, Феншунлиньском и Кимчекском массивах [19]. Это, с одной стороны, подтверждает точку зрения А. М. Смирнова о принадлежности Буреинского массива к северо-восточному выступу Китайской платформы, с другой — определяет возможное направление поисков реги-

она развития протерозойской эвгеосинклинали.

3. Заслуживают внимания наблюдавшиеся факты влияния пород дичунской свиты на метаморфизм вышележащей урильской свиты. В случае пологого залегания параамфиболитов дичунской свиты, как это имеет место на левобережье р. Амур и в бассейне р. Салокача, в сланцах урильской свиты устанавливаются ассоциации зеленосланцевой фации метаморфизма. При субвертикальном залегании параамфиболитов (ср. течение р. Ниман, бассейны рек Яурин, Урма) вышележащие отложения урильской свиты представлены кордиерит- и силлиманитсодержащими сланцами амфиболитовой фации метаморфизма. По-видимому, параамфиболиты дичунской свиты представляли собой достаточно мощный термический барьер, поглощавший тепловую энергию, обусловливавшую регионально-плутонический метаморфизм и анатектоидно-метасоматическую гранитизацию пород амурской серии. Дальнейшее изучение этого вопроса позволит подойти к геоструктурному пониманию путей движения трансмагматических флюидов.

4. Параамфиболиты дичунской свиты из-за повышенной основности химического состава слабее подвержены процессам анатектоидно-метасоматической гранитизации, чем биотитовые, биотит-рогообманковые и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы туловчихинской и урильской свит. В силу этого на участках интенсивно прошедшей гранитизации они могут остаться в качестве реликтов в автохтонных

гранитоидах и в условиях слабой обнаженности района и низкой петрографической изученности комплексов пород могут картироваться как выходы габброидов. По наблюдениям автора, именно такая ситуация имеет место на правобережье р. Урми, где закартированные тела габбро-амфиболитов древнехинганского комплекса обладают геолого-петрографическими признаками, свойственными параамфиболитам дичунской свиты, и имеют с гранитоидами биоробиджанского комплекса инъекционные контакты. Данное заключение следует учитывать при проведении геологосъемочных и тематических работ в регионе.

5. Положение параамфиболитов дичунской свиты в центральной части разреза амурской серии и повышенная устойчивость их к процессам гранитизации обуславливают возможность применения этих образований для целей картирования складчатой структуры докембрийского основания Буреинского массива. Зоны концентрированных выходов пород дичунской свиты соответствуют границам крупных смежных син- и антиклинальных зон. В настоящее время достаточно надежно можно выделить две такие границы. Одна проходит в северо-восточном направлении субпараллельно р. Урми на восточной окраине Буреинского массива, а вторая прослеживается в центральной части массива также в северо-восточном направлении по линии устья р. Дичун — устье р. Б. Аимка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 19. М.: Недра, 1966.
2. *Говоров И. И.* Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977.
3. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1, 2. М.: Мир, 1965.
4. *Доморацкий Н. А.* К вопросу определения первичной природы метаморфических пород и содержания в них инертных компонентов.— Изв. Днепрпетр. горн. ин-та, 1965, т. 46.
5. *Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
6. *Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удоканостановой зоны. М.: Наука, 1967.
7. *Куфийш Е. А.* Методы определения химического и петрографического составов геологических комплексов и регионов.— В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1976.
8. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965.
9. *Мишкин М. А.* Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969.
10. *Наузов Г. В., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л.* Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971.
11. *Перчук Л. Л.* Сосуществующие минералы. Л.: Недра, 1971.
12. *Розен О. М.* Пересчет химических анализов осадочных пород.

- ментогенных кристаллических сланцев на компоненты осадочной породы.— Сов. геол., 1970, № 7.
13. *Ромашкин А. И.* Магматиты и процессы гранитизации в метаморфических породах амурской серии (Буреинский массив).— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975.
14. *Ромашкин А. И.* Факторы распределения редких элементов в метаморфических породах.— В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975.
15. *Ромашкин А. И., Дроздова Р. К., Кушнарера Л. Д.* Акцессорные минералы и некоторые вопросы литологии метаморфических пород амурской серии.— В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск: Кн. изд-во, 1976.
16. *Ромашкин А. И.* Минеральные парагенезисы и условия метаморфизма пород амурской серии Буреинского массива.— В кн.: Раннедокембрийские комплексы Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977.
17. *Сидоренко В. А., Жук-Почечугов К. А., Розен О. М.* О вероятных осадочных аналогах амфиболитов.— ДАН СССР, 1968, т. 182, № 4.
18. *Сидоренко А. В., Теняков В. А. и др.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972.
19. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
20. *Ушакова Е. Н.* Биотиты метаморфических пород. М.: Наука, 1971.

УДК 552.111 : 553.2

Н. А. Шило

**РАССЛОЕННЫЕ ПЛУТОНЫ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ.**

Статья 1

В статье рассматривается новая модель образования расслоенных интрузий. Показано, что в основе расслоенности изверженных пород лежат не смешивающиеся ниже определенной критической температуры расплавы основного состава. Расслоенность изверженных пород есть результат сложного процесса дифференциации магмы, протекающего в три фазы: скрытое разделение расплава, слоеобразование и кристаллизационная дифференциация вещества, происхо-

дящая под матричным контролем образовавшихся слоев.

Предлагаемая модель образования расслоенных пород позволяет снять большинство противоречий, существующих между различными гипотезами и природными фактами. Она же может служить новой основой для объяснения рудообразующих процессов как магматического, так и гидротермального происхождения.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Хорошо известна геометрически правильная повторяемость ритмов, слагающих расслоенные плутоны или интрузии, по валовому химическому составу отвечающие базальтоидным магмам. Имеющиеся материалы позволяют выделять среди них следующие типы: а) плутоны или интрузии с правильной горизонтальной или почти горизонтальной ритмичностью, ориентированной параллельно кровле или дну магмати-

ческого резервуара (рис. 1, 2), б) плутоны или интрузии с концентрической ритмичностью (рис. 3), при которой ритмы под значительным углом наклонены к центру интрузий, образуя как бы обращенный книзу конус, обернутый разными по составу «слоями».

Ритмичность или расслоенность магматических пород давно обращала на себя внимание; по-видимому, впервые ее описали в 1897 г. А. Гейк и Ж. Тилл. Они считали, что полосчатой текстурой плутоны обязаны несмесимости

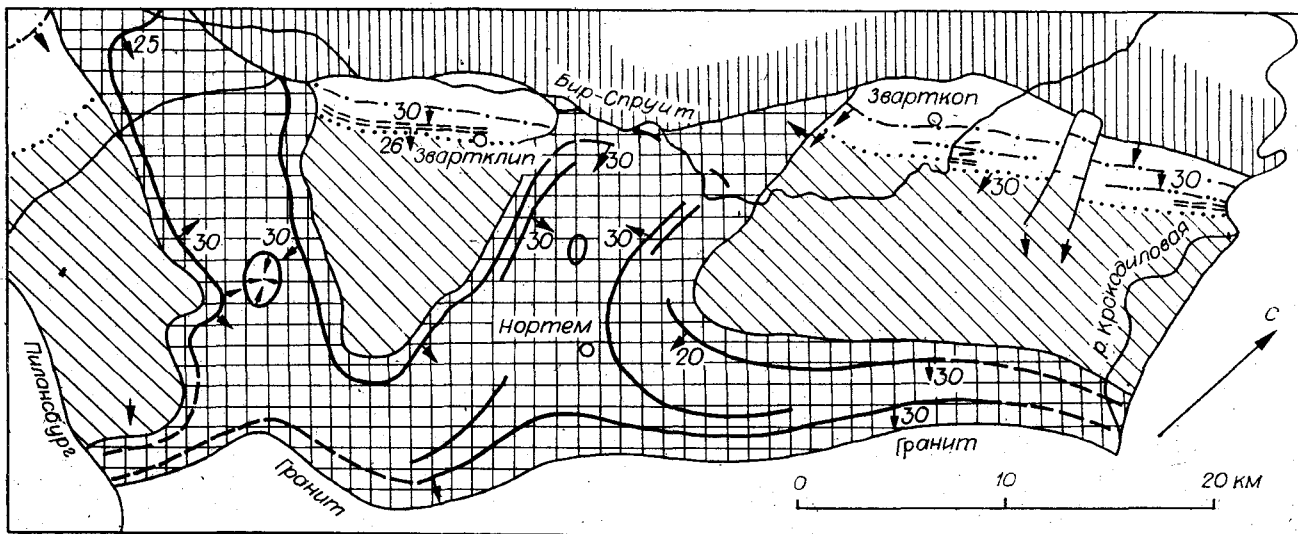


Рис. 1. Местные трансгрессивные взаимоотношения пород в северо-западном Бушвелде [16, с. 374].
 1 — поверхностные наносы; 2 — феррогаббро (поверхностная зона); 3 — габбро (главная зона); 4 — пироксениты, гнортозиты и нориты (критическая и базальная серии); 5 — слои, обогащенные магнетитом; 6 — риф Меренского; 7 — верхний пласт хромитов; 8 — средний пласт хромитов; 9 — главный пласт хромитов.

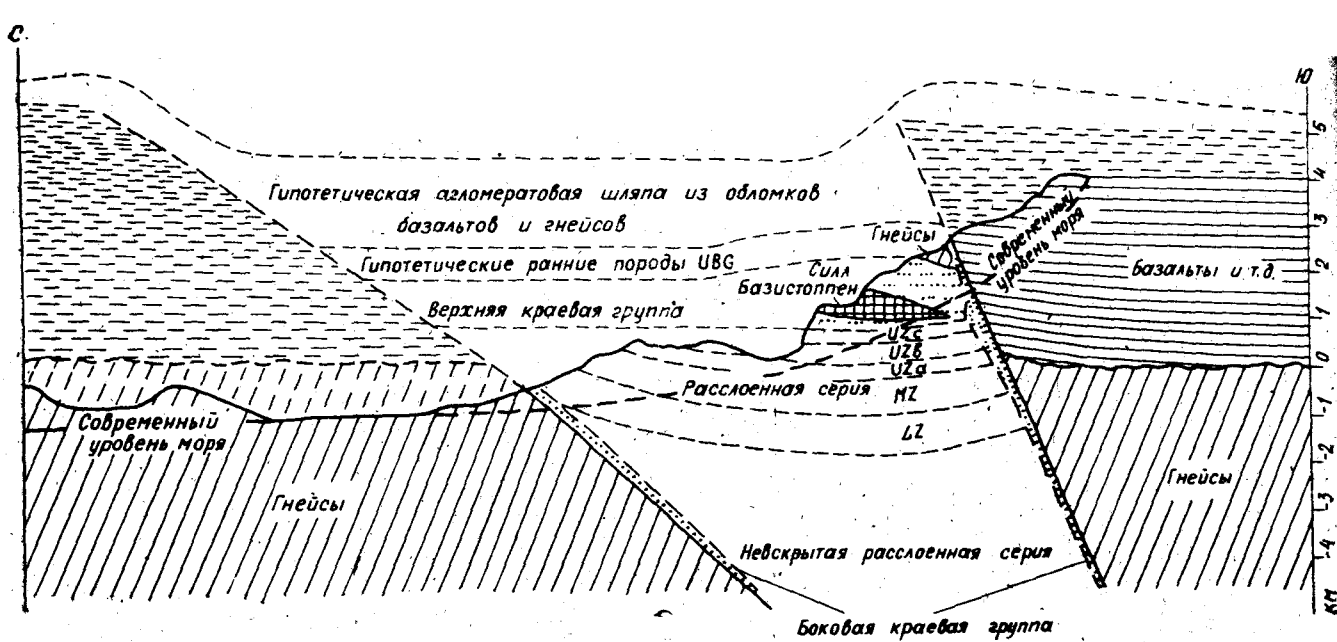


Рис. 2. Гипотетический меридиональный разрез Скергаардского интрузива до возникновения флексуры и позднейшего размыва [16, с. 34].

Современное положение интрузива показано относительно уровня моря. LZ, MZ, UZa, UZb, UZc — зоны и подзоны расслоенной серии.

пироксеновой и плагиоклазовой магм. Этой же точки зрения придерживался Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и его ученики. Н. А. Заварицкий однако полагал, что полосчатая текстура в интрузивах основного состава возникает под влиянием конвекционных токов, при выдавливании оставшейся в жидком состоянии части расплава в расслаивающуюся массу другого состава [5, с. 155].

Механизм образования расслоенных интрузивов наиболее полно был разработан Л. Уэйджером [16] и его учениками. Детально изучив Скергаардский интрузив в восточной Гренландии и обобщив материалы исследований аналогичных плутонов в Северной Америке, Европе, Африке и Австралии, Л. Уэйджер предложил, а затем до мельчайших деталей разработал схему так называемого кумулятивного осаждения минералов на дно магматического резервуара. Одна из главных задач этих исследований — «показать на примере одного из интрузивов (Скергаардского), что расслоенность обусловлена процессом *аккумуляции* (курсив — Н. Ш.) кристаллов, осаждающихся из основных магм и что ассоциация изверженных пород закаленной материнской магмы целиком представляет продукт медленной фракционной кристаллизации той же магмы» [16, с. 519]. Положенные в основу представлений Л. Уэйджера идеи для того времени не были откровением. Еще Ч. Дарвин обращал внимание на возможность образования изверженных пород путем осаждения на дно магматической камеры кристаллов, смочившихся повышенной тугоплавкостью при

данном составе расплава и в определенной минералогической ассоциации. Определяющим для Л. Уэйджера оказался опыт Н. Л. Боуэна, который пытался объяснить концентрацию оливина на дне тигля осаждением кристаллов. Механизм образования осадочных горных пород за счет выпадения частиц под действием силы тяжести из водной среды Л. Уэйджер перенес в магматическую геологию. Подобие этих двух процессов — магматического и осадочного — Л. Уэйджер, может быть сам того не замечая, видел в том, что якобы «особенность расслоенности» хорошо увязывается с ранее принятой гипотезой изменения скорости потоков двух типов: 1 — нисходящего быстрого потока... и 2 — устойчивого медленного ламинарного потока, при котором в магме могли спокойно осаждаться кристаллы, образуя породы однородного состава. Быстрые турбулентные течения плотной жидкости (!? — Н. Ш.) проявлялись одновременно с медленными ламинарными течениями, постепенно подавлялись ими и в конечном счете затухали» [16, с. 225]. «Расслоенность возникла в результате аккумуляции кристаллов хромита и плагиоклаза на *временном* (курсив — Н. Ш.) дне магматической камеры. Трудно понять, почему дно было совершенно горизонтальным и сохраняло такой характер в течение длительного периода времени» [там же]. Этот гипотетический процесс однако не может объяснить по крайней мере нескольких фактов, а именно: 1 — кумулятивное осаждение кристаллов и наличие так называемой скрытой расслоенности, которая ведет себя независимо от

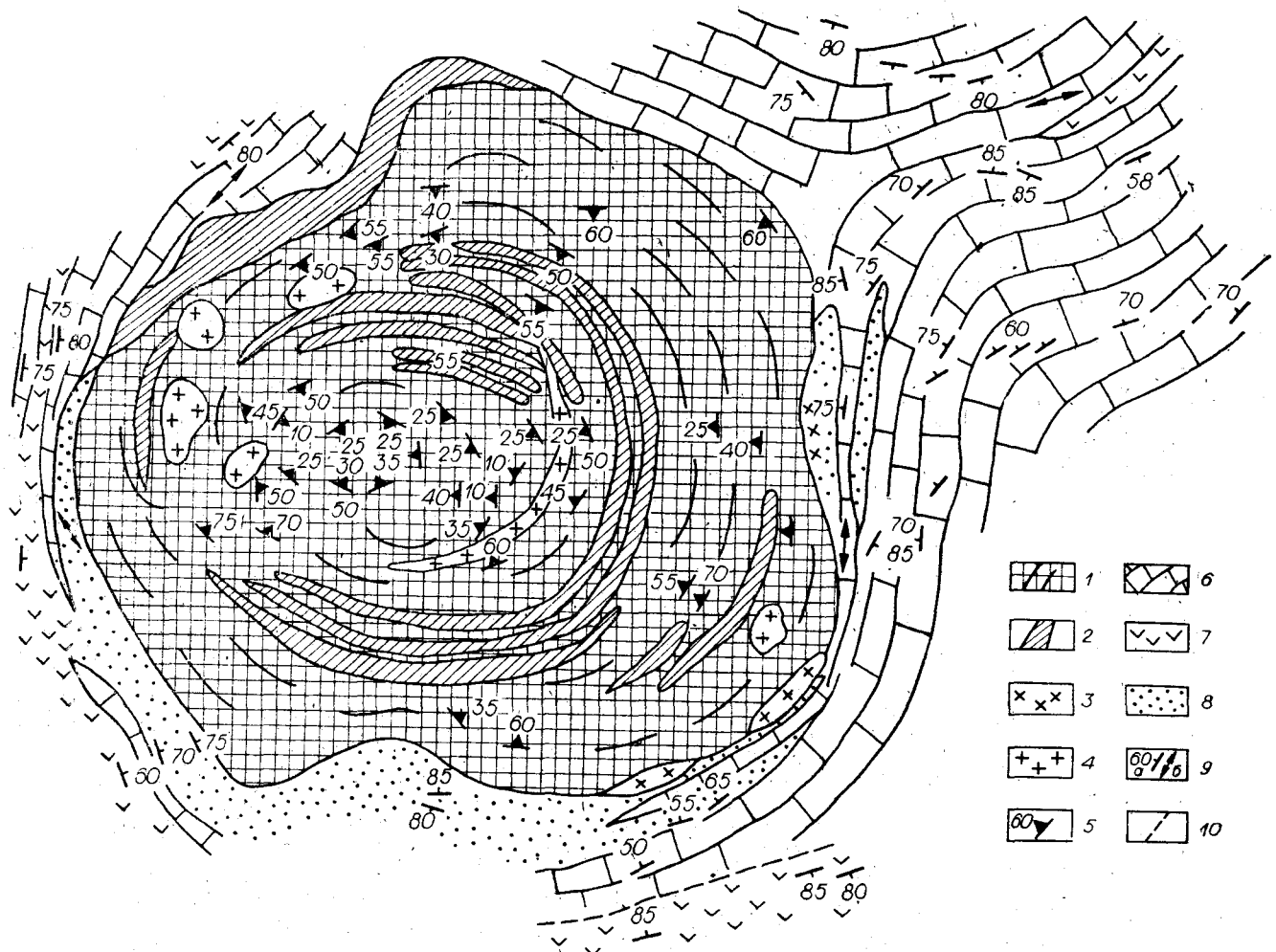


Рис. 3. Схема геологического строения массива горы Осередок [15, с. 98].

1 — оливиновое габбро с подчиненным количеством габбро и габбро-норитов (черными линиями показана ориентировка трахитоидности); 2 — клинопироксениты, верлиты; 3 — биотит-амфиболитовые диориты; 4 — биотитовые граниты; 5 — элементы залегания трахитоидности в габброидах; 6 — мраморизованные известняки, мраморы; 7 — хлоритизированные вулканогенные породы; 8 — роговики; 9 — элементы залегания слоев: а — наклонного, б — вертикального; 10 — разрывное нарушение.

чередования и содержания ритмов, повторяясь с аналогичными параметрами у интрузий, размещенных в разных структурных условиях; 2 — поразительную устойчивость строения и минерального состава особенно грандиозных по размеру ритмов, например таких, как риф Меренского* (см. рис. 1, 7), иногда прослеживающихся на сотни километров (горизонтальная площадь до нескольких тысяч квадратных километров); 3 — образование расслоенных плутонов, имеющих концентрическую (кольцевую) структуру с крутым падением ритмов к центру интрузий (см. рис. 3). Из сказанного следует, что механизм образования ритмов в расслоенных плутонах, предложенный Л. Уэйджером,

* Риф Меренского — платиноносный горизонт в Бушвельдском плутоне, разведанный в 20-х гг. нашего столетия Гансом Меренским и получивший благодаря своему промышленному значению мировую известность [16].

должен соответствовать закону Стокса, но лимитируется сложным движением конвекционных ламинарных и турбулентных потоков «плотной жидкости», без которых невозможно (по представлениям Л. Уэйджера) образование «слоев». Кроме того, процессу свободного падения частиц, как этого требует уравнение Стокса, препятствует кристаллизация минералов на разных уровнях.

К этому нужно добавить, что металлические элементы (платиноиды) концентрируются не на дне магматической камеры, как это должно было быть в соответствии с законом Стокса (по которому скорость оседания частицы в жидкости $V = \frac{2r^2(d-d')g}{9\eta}$, где r — радиус, d — плотность вещества частиц, d' — плотность жидкости, g — ускорение силы тяжести, η — коэффициент вязкости жидкости), а в некоторой наддуניתовой зоне.

Несмотря на слабые стороны концепции Л. Уэйджера, она по-прежнему занимает господствующее положение в петрологических исследованиях; однако в последнее время опубликованы работы с иными решениями проблемы образования расслоенных интрузий, явившимися, видимо, ответной реакцией на отмеченные противоречия.

Л. Н. Когарко и В. П. Волков [7], рассматривая физико-химическую эволюцию целочного дифференцированного Ловозерского ритмично расслоенного массива, предложили схему его становления «снизу вверх», начиная с кристаллизации тугоплавких минералов в придонной зоне магматического резервуара. Однако модель этих авторов встречается с трудностью объяснения пироксидных колебаний ритмов по мощности при незначительном температурном градиенте для различных минералов (оливина, пироксена, плагиоклаза) с изменением удельного гидростатического давления. Она также не может объяснить образование концентрической расслоенности интрузий. Несколько позже Е. В. Коптев-Дворников и А. А. Ярошевский [8] смоделировали образование ритмичной расслоенности путем зонной плавки диопсид-анортитовой смеси; однако результатами своих опытов авторы не смогли объяснить слоеобразования в естественных условиях остывающего магматического расплава. В результате А. А. Ярошевский вскоре отказался от этих идей и перешел на позиции Л. Уэйджера.

Сейчас в печати обсуждается концепция образования расслоенных плутонов как эффекта их термоусадки, возникающего при остывании магмы. Процесс усадки массивов в ходе их остывания «оказывает влияние... на одно важное явление, которое до сего времени остается необъяснимым. Это — повторяемость, цикличность, или, как еще говорят, ритмичность в образовании слоев» [14, с. 39]. М. А. Осипов считает, что «по мере охлаждения расплава наиболее тугоплавкие минералы, вследствие большой температуры их плавления, с глубиной (с ростом гидростатического давления в камере интрузива) первыми выделяются в самой придонной части плутонов. Кристаллизуясь, тугоплавкие минералы оттесняют вверх более легкоплавкий остаточный расплав, который, застывая, в свою очередь, образует слой иного состава. От этого слоя в результате оттеснения вверх остаточной жидкости и диффузионного перераспределения некоторых компонентов образуется третий слой. А в результате возникает трехчленный ритм, характерный для Ловозерского массива. Процесс продолжается, и граница затвердевшего в виде таких ритмов вещества постепенно перемещается вверх. Надо сказать, что принцип кристаллизации минералов, вследствие градиента точки плавления, вблизи дна

магматической камеры обсуждался многими исследователями и ранее (например, Джексоном). Мы тоже считаем его реалистичным» [там же, с. 43]. Правда, М. А. Осипов слое- и ритмообразование связывает еще и с «импульсным нарушением механического (?! — Н. Ш.) равновесия, проявляющегося в многократном оседании магмы в камере интрузии», оказывающем, по мнению автора, «существенное влияние на процесс прерывистости кристаллизации и периодичности образования кумулятивных слоев» [там же, с. 44]. Из сказанного очевидно, что предлагаемая М. А. Осиповым схема образования расслоенных интрузий является слегка модифицированной моделью Л. Уэйджера. Она также не может устранить существующих противоречий между гипотезой и наблюдаемыми фактами. Вспомним, что примерно с таких же позиций пытался объяснить образование полос расслоенных интрузий А. Н. Заварицкий.

В последнее время в печати появились работы, в которых в качестве механизма образования расслоенных плутонов предлагается ликвация. Выше было отмечено, что аналогичной идеи придерживались Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Н. Л. Боуэн, затрагивая этот вопрос и Д. П. Григорьев [3]. Но физико-химическая основа ликвации несмешивающихся расплавов в это время была слабо разработана, поэтому ею нельзя было объяснить многих особенностей строения расслоенных интрузий; она вскоре была забыта, а на сцене появилась всеобъемлющая модель Л. Уэйджера.

А. А. Макарушев с соавт. [11] сделали попытку обосновать эффективность ликвации при образовании расслоенных интрузий. Ими экспериментально воспроизведена расслоенность при остывании сложного расплава и сделан вывод, что «расслоенность в телах магматических горных пород распространена очень широко, причем исключительно в вулканической и субвулканической фациях (в лавах и малоглубинных интрузиях — дайках, сиплах, лополитах)» (курсив — Н. Ш.) [11, с. 183]. Авторы полагают, что «с переходом к глубинным плутонам, которые кристаллизуются медленно, магматическая расслоенность исчезает» (курсив — Н. Ш.) или сохраняется в виде неясной реликтовой полосчатости и вертикальной неоднородности. Ритмическая магматическая расслоенность не обусловлена кристаллизацией, как принято считать» [там же]. Из этого следует, что основой образования полосчатости авторы как будто бы считают ликвацию, так как ими отвергается модель кристаллизационной расслоенности Л. Уэйджера но, с другой стороны, они утверждают, что расслоенность появляется только «в вулканических и субвулканических фациях». Таким образом, из этой

работы нельзя получить однозначного ответа на вопрос, как образуются расслоенные плутоны, широко распространенные на всех континентах. Мне представляется, что в поисках ответа на этот вопрос необходимо проанализировать состав габброидов (базальтоидов), поскольку именно габброидные интрузии отличаются ритмичным (полосчатым) строением. Более того, с этими интрузиями обычно как бы в парагенетическом средстве находятся, с одной стороны, кислые породы вплоть до гранитов, с другой — ультраосновные, т. е. весь естественный ряд от меланократовых до лейкократовых пород, являющихся с позиций классической петрологии антагонистами, что уже само по себе заслуживает исключительного внимания и поисков причины этой загадочной совокупности горных пород.

СОСТАВ ГАББРОИДНЫХ (БАЗАЛЬТОИДНЫХ) МАГМ

Если исключить сульфидные расплавы, то расслоенность почти исключительно характерна для габброидных (базальтоидных) магм, поэтому представляет определенный интерес исследование их состава, и его лучше всего рассматривать, с одной стороны, в сравнении с кислыми породами, т. е. с гранитами, с другой — ультраосновными, в качестве представителей которых можно взять пироксениты и гардбургиты, считая, что последние являются переходными к дунитам.

Габбро по сравнению с гранитоидами, как известно, содержит меньше кремнекислоты (в 1,5 раза) и щелочей (в 2 раза), но характеризуется повышенным содержанием алюминия, железа, магния и кальция. По сравнению с ультраосновными породами (пироксенитами и гардбургитами) в габбро почти в 2 раза ниже количество железа и магния; количество же кремнекислоты и окиси кальция в тех и других почти одинаково, хотя и может меняться, причем это изменение обычно наблюдается в сторону снижения, что характерно именно для ультраосновных пород вообще.

Нормальное габбро состоит из моноклинного пироксена (уд. вес 3,2—3,4) и плагноклаза (уд. вес 2,6—2,8) с содержанием анортитовой молекулы 50—70 мол. % и более. Вариация относительного содержания в них пироксенов и плагноклазов, широкие изоморфные замещения в минералах, особенно в пироксенах, и т. д. обуславливают появление различных переходных серий. Например, смена моноклинного пироксена ромбическим (гиперстен или бронзит) приводит к появлению норита или переходной разности — габбро-норита; оливин в со-

ставе этих пород вызывает образование оливинных разностей габбро, но иногда оливин полностью вытесняет пироксен, образуя вместе с лабрадором троктолиты. В случае появления роговой обманки образуется роговообманковое габбро. При избытке пироксенов (против эвтектического отношения с плагноклазом) в породе появляются фенокристаллы пироксенов.

К началу фазы расслоенной дифференциации базальтовую магму (вследствие ограниченных представлений о структурных особенностях магматических расплавов в достаточной степени предположительно) можно было бы рассматривать как сложную ионную систему, включающую ионы метасиликатов с цепочечной структурой состава $(\text{SiO}_3)_n^{2n-}$. Это обстоятельство определяет многие особенности габбро, которые выделяют его среди других пород, так или иначе примыкающих к нему — кислых (гранитоидов) и ультраосновных (дунитов, пироксенитов). И в самом деле, общее поле составов пироксенов можно представить в следующем виде:



Состав моноклинных пироксенов описывается системой $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 - \text{CaFeSi}_2\text{O}_6$; они содержат более 25 мол. % CaSiO_3 . Другая группа пироксенов ближе к системе $\text{MgSiO}_3 - \text{FeSiO}_3$ и содержит менее 15 мол. % CaSiO_3 . Как известно, эти пироксены при содержании FeSiO_3 более 30% в высокотемпературной форме обладают моноклинной сингонией (пижонит), а в низкотемпературной — ромбической. При содержании FeSiO_3 ниже 30% существуют три полиморфные модификации со структурами энстатита, протозенстатита (оба ромбические) и клиноэнстатита (моноклинный). Предполагается, что протозенстатит — высокотемпературная форма, тогда как клиноэнстатит является метастабильной низкотемпературной модификацией пироксенов.

Широкий изоморфизм элементов, входящих в структуру пироксенов, часто усложняет их решетки, и поэтому начало или конец той или иной линии изменения состава модификаций пироксена может сильно отклоняться от тех же точек, характерных для «чистых» моноклинных или ромбических пироксенов. Это касается диоксида, геденбергита, эгирина, эгирин-авгита; в решетке последнего часто присутствует титан.

Плагноклазовая составляющая, по-видимому, образует непрерывный ряд от альбита до анортита (рис. 4). Однако собственно анортит в породах отсутствует, в них преобладают плагноклазы лабрадор-битовнитовой группы. По мнению У. А. Дира и др. [4, т. 4, с. 113] две различные формы «альбита, устойчивых соответственно при высокой и низкой температурах,

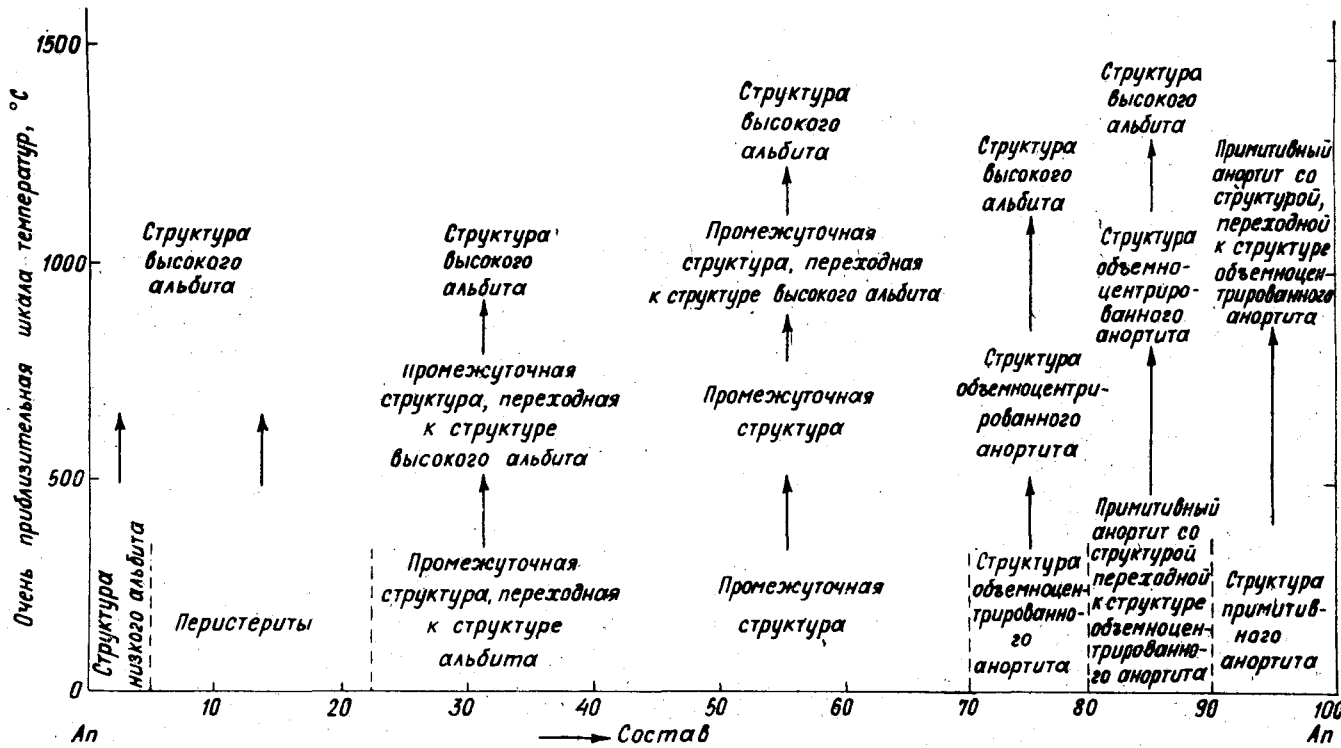


Рис. 4. Последовательность структурных изменений плагиоклазов различного состава в зависимости от температуры [4, т. 4, с. 120].

говорят о том, что могут существовать, по крайней мере, две серии плагиоклазов». Это представляется важным для понимания вещественного состава габбро.

В габброидных (базальтоидных) расплавах совокупность элементов составляет, на что обращал внимание еще В. В. Щербина [22, с. 39], три уровня основности (щелочности) важнейших катионов: щелочь и кальций; закисное железо и марганец; алюминий, окисное железо, титан. Групповая принадлежность этих элементов определяет (программирует) скачкообразную кристаллизацию магматического расплава: переход его с более высокого на более низкий уровень сопровождается образованием наиболее выгодных в конкретной термодинамической и кислотно-щелочной обстановке в энергетическом отношении структур, соответствующих минимальным энергиям решетки.

Однако рассмотрение процессов образования минералов за счет окислов габброидных (базальтоидных) магм выявляет некоторый парадокс. Общеизвестно, что процесс кристаллизации должен начинаться и протекать в соответствии с законом плотнейшей упаковки, который не может быть отождествлен с принципом энергетической выгодности. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг еще в 1897 г. [10, с. 154] показал, что действительные молекулярные объемы ряда породобразующих минералов (в случае с габбро

это в основном пироксены) всегда меньше вычисленных из теоретических молекулярных объемов окислов, тогда как образование полевых шпатов (в габбро — плагиоклазов) происходит с увеличением молекулярного объема против вычисленного теоретически. Это удобно иллюстрировать табл. 1.

Обогащенность габброидных (базальтоидных) магм натрием и кальцием, а также магнием и железом, видимо, должна определять присутствие в расплаве вместе с недиссоциированными молекулами элементарных ионов K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и анионов SiO_4^{4-} , SiO_3^{2-} , $AlSiO_4^-$, $AlSi_3O_8$ и др. Такая катионно-анионная основа силикатного расплава основного состава определяет взаимодействие более щелочных элементов с сильными кислотами. С учетом этого можно построить следующий ряд убывания щелочности элементов: K , Na , Li , Ba , Ca , Mg , Fe^{2+} , а возрастает сила кислот с учетом убывания железистости в ряду оливин — ромбический пироксен — реговообманка $(H_2O)_3 \cdot (SiO_2)_3$, $H_2O \cdot SiO_2$, $(H_2O)_2 \cdot SiO_2$. Габброидный расплав, обладающий малой вязкостью и большой подвижностью, должен представлять собой ионно-молекулярную жидкость или систему, которая при температурах и давлениях ниже критических разделяется (распадается) на несколько жидкостей (распла-

Таблица 1

Молекулярные объемы (моль/л) минералов (действительные и расчетные из окислов), по В. И. Лебедеву [10, с. 154]

Минерал	Расчетный мол. объем	Действительный мол. объем	Сокращение (—) Расширение (+)
Гиперстен	144,0	128	—
Диопсид	78,0	68	—
Геденбергит	86,0	69	—
Эгирин	150,4	130	—
Форстерит	47,4	43	—
Эвстатит	35,6	32	—
Анортит	94,9	100	+
Лейцит	168,9	175	+
Нефелин	99,7	111	+
Альбит	193,9	200	+
Ортоклаз	209,7	217	+
Гроссуляра	157,5	130	—

Таблица 2

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	71,59	46,00	48,08	39,94	41,83
TiO ₂	0,33	0,47	—	0,05	7,05
Al ₂ O ₃	14,66	19,82	17,22	0,37	11,94
Fe ₂ O ₃	0,68	8,05	1,32	4,14	—
FeO	2,08	3,17	8,44	4,88	18,39
MnO	0,66	0,28	—	0,16	0,21
MgO	1,04	5,83	8,62	43,31	6,47
CaO	2,40	13,84	11,32	0,49	9,88
Na ₂ O	2,91	1,48	2,37	0,08	2,43
K ₂ O	3,94	0,57	0,50	0,05	0,10
H ₂ O	—	0,86	—	8,00	—
CO ₂	—	—	—	1,77	—
NiO	—	0,19	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
P ₂ O ₃	—	0,40	0,10	—	0,01
Сумма	99,69	100,96	97,97	103,24	98,31

Примечание: 1 — гранит [23, с. 149], 2 — габбро [9, с. 97], 3 — габбро [16, с. 155], 4 — дунит [9, с. 67], 5 — клинопироксено-роговообманково-титаномagnetитовое габбро [13, с. 95].

вов), обладающих несмесимостью. Однако процесс расслаивания таких жидкостей может начаться еще на ионном уровне, до начала кристаллизации и даже ликвиации, о чем свидетельствует так называемая скрытая расслоенность, фиксируемая в полосчатых интрузиях изменением состава некоторых (главных) минералов по вертикальному разрезу массивов. Этот процесс зависит не только от температуры, но и от многих других параметров: энтропии, давления, объема, химического потенциала компонентов, их молекулярной концентрации и т. д. Нарушение одного из названных параметров остывающей магмы приведет к изменению конечных результатов кристаллизации, т. е. к образованию продукта (горной породы), по физико-химическим свойствам отличного от того, который образовался бы при сохранении соотношения этих параметров или при определенных комбинациях их.

Приведенные в табл. 2 результаты пяти анализов различных пород в какой-то мере могут служить иллюстрацией высказанной мысли.

Вспомним, что в Бушвельдском комплексе породы разной основности распределяются между тремя зонами: нижней, средней и верхней. В нижней находятся дуниты, перемежающиеся с пироксенитами, хромитами и др., средняя зона соответствует по общему составу габброидам, хотя и дифференцирована на ритмы, сложенные анортозитами, отчасти пироксенитами, титаномagnetитами, апатитами и т. д. В самой верхней зоне располагаются диориты и граниты, т. е. наиболее кислые из всей серии породы. Порядок скрытой расслоенности, наблюдаемый в Бушвельдском комплексе, с небольшими отклонениями повторяется устойчиво в других полосчатых интрузиях, имеющих как горизонтальное залегание ритмов, так

и концентрическое, что указывает на универсальность механизма их образования. Эта расслоенность фиксируется в изменении минералов по разрезу интрузий (рис. 5, а, б). Например, в Скергаардском массиве [16, с. 40] она проявляется следующим образом: по нормальному разрезу мощностью 2500 м плагиоклазы изменяются постепенно от An₈₈ до An₃₀, известковистый моноклинный пироксен — от Ca₃₃Mg₄₁Fe₂₁ до Ca₁₃Mg₀Fe₃₇, состав оливина меняется по содержанию форстеритовой молекулы (Fo) в нижней зоне от Fo₆₇ до Fo₃₃, затем Fo исчезает и в верхней зоне появляется, продолжая как бы начатую в нижней зоне линию изменения от Fo₁₀ до Fo₀, т. е. до полной замены форстерита фаялитом (сравни рис. 2 и 5, а, б). Аналогичная тенденция изменения минералов наблюдается и в Бушвельдском комплексе. По данным того же автора [16, с. 353] плагиоклазы по разрезу мощностью почти в 20 тыс. м меняются от An₈₀ до An₃₀, оливин в нижней зоне (0—4 тыс. м) изменяется от Fo₈₈ до Fo₈₈ и в верхней зоне от Fo₁₀ до Fo₀, т. е. до полного вытеснения форстерита фаялитом. То же самое происходит и со слабоизвестковистым пироксеном: он изменяется от Mg₈₃Fe₁₁Ca₃ до Mg₀Fe₃₁Ca₈₈. Хромит при этом сосредоточен в нижней зоне, а magnetит — в верхней.

Приведенные данные о габброидах и изменении минерального состава в расслоенных интрузиях свидетельствуют о сложном механизме образования плутонов.

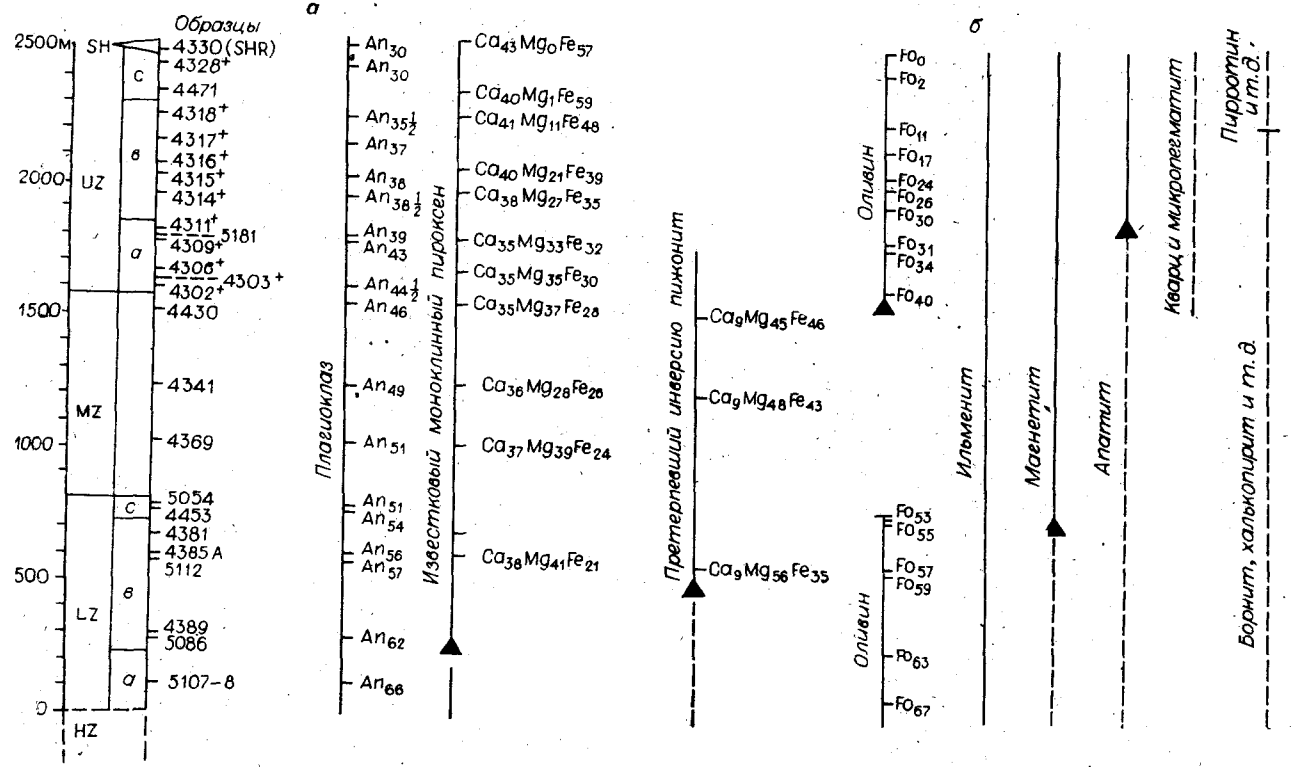


Рис. 5 (а, б). Распределение различных минералов в расслоенной серии и изменение состава этих минералов. Сплошными линиями показано присутствие минерала в виде кумулятивной фазы, пунктирными — кристаллизация минерала в качестве интеркумулятивной фазы или случаи, когда его кумулятивная природа неясна. HZ, MZ, UZ, SH — зоны расслоенной серии.

РАССЛОЕНИЕ СИЛИКАТНОГО РАСПЛАВА

Магматический расплав габброидного (базальтоидного) состава является сложной физико-химической системой, эволюционирующей в кристаллическое состояние, т. е. в сторону уменьшения свободной энергии. Известно (Р. Уайт, Т. Джебел), что такая система с изменением теплового параметра приобретает состояние, в котором между значением некоторой физической величины в произвольной точке и ее значением в бесконечно удаленной точке существует корреляция. В силикатном расплаве, по своим физическим свойствам отвечающем ньютоновской жидкости, дальнедействующая корреляция нарушается движением (колебанием) атомов, возбуждающих флуктуацию плотности, которая лежит в основе дальнего порядка. В сущности, решение задачи перехода системы из неупорядоченного состояния, каким является расплав, в упорядоченное, к которому относится твердое кристаллическое вещество, возникшее из этого расплава, могло бы дать ответ на вопрос, как образуются расслоенные плутоны. Но природа жидкостного состояния вещества и характер его разупорядоченности и, тем более, перехода жидкости в твердое

упорядоченное кристаллическое состояние до сих пор недостаточно поняты — вследствие сложности наблюдения естественного процесса изменения силикатного расплава и его моделирования в лабораторных условиях. Возможно, именно этим порождается масса противоречий в предлагаемых объяснениях образования расслоенных плутонов. Однако имеющиеся исследования все же позволяют создать более или менее корректную модель этого процесса, положив в основу современные представления о жидкостях сложного состава, их ограниченной смесимости и раскристаллизации расплава, т. е. перехода физико-химической системы из неупорядоченного состояния в упорядоченное.

Если ограничить рассуждения габброидными (базальтоидными) расплавами, — условие, продиктованное их составом, — то следует признать, что комплементарными составляющими габброидных магм являются не только пироксеновые и плагиоклазовые компоненты с неограниченной смесимостью выше ликвидуса и распадающиеся ниже этого порога, но и легкоплавкие щелочи, газы, вода и различные другие компоненты. Такой состав расплава позволяет понять тот факт, что заполнившая резервуар магма подвергается дифференциации еще до наступления магматической ликви-

ция — формируется скрытая расслоенность. Этот сложный процесс осуществляется за счет подъема в верхнюю зону паров воды, растворенных в магме газов, подвижных щелочей (калий, натрий, литий). Таким образом, происходит распределение по вертикальному разрезу магматического расплава малоподвижных элементов, остающихся на дне резервуара, и легкоподвижных, поднимающихся в верхнюю зону. Оно приводит к формированию трех зон: нижней, средней и верхней — это в наиболее благоприятном случае, т. е. при полном развитии магматического процесса, обеспечивающимся спокойным состоянием магмы, не нарушаемым тектоническими подвижками, землетрясениями, дополнительными порциями «свежего» расплава, резкими снижениями температуры, давления и т. д.

Изучение скрытой расслоенности обнаруживает убывание кальция снизу вверх, плагиоклазы становятся все более натровыми (альбит), т. е. «гранитными», сильно возрастает железистость оливина вплоть до исчезновения форстеритовой молекулы, и параллельно с этим происходит смена хромита (он остается в нижней зоне), магнетитом, накапливающимся в верхней зоне. По-разному ведет себя кальций в слабоизвестковистых и известковистых пироксенитах: в первых его относительное количество возрастает за счет убывания магния, во вторых — остается неизменным по всему вертикальному разрезу интрузий, но при этом увеличивается количество железа и почти полностью исчезает магний.

Разделение расплава по-видимому начинается еще на ионном уровне, причем процессы разделения усложняются тем, что во время отрыва от молекул пузырьков газа возможно возникновение электромагнитных явлений, которые могут влиять на формирование скрытой расслоенности расплава. Еще в 1834 г. Н. Фарадей установил электропроводность силикатных расплавов. В. В. Щербина [22] обращал внимание на ее сравнительно высокий уровень и ионный характер, что обусловлено возрастанием с температурой и электропроводности. «В силикатных расплавах с высоким содержанием FeO она приобретает частично электронную проводимость, такие расплавы с повышенной электропроводностью... приобретают характер „ионно-электронных жидкостей“ с повышенной способностью к растворению сульфидов... Ионная природа силикатных расплавов становится понятной, если вспомнить, что сама кремнекислота служит ионизирующей средой в силу своей высокой диэлектрической постоянной, но чем выше диэлектрическая постоянная растворителя, тем полнее электрическая диссоциация растворенного в ней вещества» [там же, с. 9]. Если такой процесс

в действительности имеет место, то несомненно, что он сопровождается квантово-механическими эффектами, иными словами — действуют совместные (кооперативные) силы дальнего и ближнего порядка, обуславливающие на более поздних стадиях эволюции магмы образование в нижней зоне меланократовых пород, в верхней — лейкократовых. В связи с этим уместно сослаться на эксперименты Н. И. Безчена и Э. С. Персикова [1], которые показали, что при заданных давлениях водорода формируются «черты строения расслоенных интрузий, такие как преобладание более кислых пород в верхних частях массива, а более основных — в нижних, чередование слоев различного состава, значительная протяженность слоев по сравнению с их мощностью, скрытая расслоенность и др. Химические составы экспериментально полученных слоев непосредственно ложатся на тренды дифференциации некоторых расслоенных габброидных массивов». В. В. Щербина [22, с. 9], опираясь на работы Л. А. Шварцмана и И. А. Томилина по металлургическим шлакам, утверждает, что «по мере убывания основности окислов... возрастает тенденция силикатного расплава к расслоению, к расщеплению на две несмешивающиеся жидкости. Чем сильнее проявлены основные (щелочные) свойства металла, тем больше соединений он образует с кремнекислотой и тем прочнее эти соединения». В расплавах «перидотитового состава, где различия усилий валентной связи не столь велики, наряду с цепочками пироксенитовых метасиликатных поликремниевых анионов получают возможность существования „островные“ ортосиликатные анионы, в данном случае не связанные глиноземом в алюмосиликаты» [там же, с. 6]. Следовательно, скрытое и последующее ликвационное расслоение силикатного расплава можно рассматривать как «подготовительные» фазы его раскристаллизации, когда кооперируются ионы определенной щелочности и кислотности с аналогичными по щелочности и кислотности анионами, определяя в гомогенном расплаве место молекулярных построек в соответствии с различными энергетическими уровнями ассоциирующихся элементов.

Вторая фаза дифференциации габброидного (базальтоидного) расплава, т. е. ликвация, по-видимому, во времени и по характеру развития молекулярных связей накладывается на первую, т. е. на фазу скрытого расслоения; протекая в обстановке постоянно снижающихся температур, она отличается формированием тонкой расслоенности на основе ликвационного разделения несмешивающихся ниже определенной «критической» температуры жидкостей. Расслоенность оказывается тем совершеннее и глубже, чем медленнее происходит снижение температуры расплава и изменение других его

параметров: давления, состава, хотя само снижение температуры уже влечет за собой нарушение равновесия системы, сопровождающееся ослаблением тепловых колебаний молекул; флюктуация плотности жидкости становится менее энергичной и, следовательно, менее разрушающей корреляцию ее строения. К ликвидационной фазе дифференциации, как показано выше, расплав подходит уже скрыто расслоенным, что, однако, внешне структурно не выражено.

Ликвационное расслоение силикатного расплава — наименее изученный процесс, хотя и очень широко распространенное в природе явление, — для удобства изучения можно свести к образованию двух слоев бинарной жидкой смеси, причем общие закономерности развития такого процесса могут быть распространены и на более сложные (многомерные) жидкие системы. Такие смеси дают однородные растворы или расплавы только выше некоторой критической температуры, ниже нее они разделяются на два или большее количество слоев. Механика этого процесса недостаточно изучена. Тем не менее известно [12, с. 80], что «вблизи критической температуры возникают крупные молекулярные группировки, создающие сильную гетерогенность смеси... В наиболее простом случае эти неоднородности можно рассматривать как сферы радиуса σ с коэффициентом сжимаемости β' , отличающимся от коэффициента сжимаемости β окружающей среды. Если радиус такой сферы подвергается периодическим изменениям при прохождении упругой волны, то этот малый элемент объема будет вести себя как пульсирующая сфера». Так как расслоение габброидного (базальтоидного) расплава основывается на разделении несмешивающихся ниже указанной (неодинаковой для разных смесей) температуры жидкостей, то вероятнее всего указанные напряжения будут проявляться в пограничных зонах этих слоев. Теория кристаллизации расплавов позволяет утверждать, что в слоях или ритмах расположение частиц должно быть подобно их расположению в соответствующем твердом теле еще до образования правильных кристаллических решеток. Это положение следует из того, что объемы расплава и твердого тела, возникшего из этого расплава, мало отличаются, по крайней мере вблизи критических температур.

Тепловое движение в жидкостях, с которыми по вязкости сравниваются силикатные расплавы габброидного (базальтоидного) состава, по Я. И. Френкелю [12, с. 135] сводится к колебанию молекул около некоторых нестационарных скачкообразно меняющихся положений равновесия. Поэтому функция распределения молекул будет находиться в прямой зависимости от T и P . Изменение (снижение) одного из

параметров системы приближает ее к тому состоянию, когда начинает преобладать более правильную расположение молекул, т. е. наступает переход системы в качественно новое энергетически выгодное состояние, характеризующееся ближним порядком. Из этого следует, что молекулы будут стремиться к такой упаковке, когда проявляются кооперативные силы, регулирующие слоевое распределение вещества. Изменение параметров расплава возбуждает различного характера молекулярные связи, проявляющиеся в виде ориентационных, индукционных и дисперсионных сил. Возникающие в слоях напряжения по мере потери системой тепла будут сопровождаться растягиванием во времени релаксационных процессов и проявлением максвелловых эффектов: расплав поведет себя как «аморфное твердое тело» [12, с. 103]. Эти свойства можно рассматривать как признак завершения второй фазы дифференциации габброидного (базальтоидного) расплава — ликвидии.

Ликвация на разных стадиях развития сопровождается термической усадкой расслаивающихся масс; вследствие уже закончившейся стадии скрытой расслоенности и развивающегося слоеобразования расплав постепенно уплотняется. Термическая усадка по-разному проявляется в основных (габброидных, базальтоидных и др.) и кислых (гранитоидных) расплавах.

В основных расплавах, в силу медленного нарастания вязкости магмы и сохранения ею гомогенности, усадка будет протекать без нарушения сплошности. Более равномерный темп ее зафиксирован в центральной части интрузии и менее — в периферической, где температуры снижаются интенсивнее и менее равномерно; иногда здесь термическая усадка развивается с нарушением сплошности зоны закалки. Такой характер усадки приводит к формированию в больших плутонах или интрузиях корытообразных структур с почти горизонтальным залеганием «донных» ритмов, сложенных разным по составу материалом или минеральным веществом, претерпевшим глубокую дифференциацию и слагающим ритмы или полосы почти мономинеральной эракции, и с наклонным — в краевой зоне закалки. В более мелких плитообразных интрузиях термическая усадка формирует конусообразные тела, в которых слои играют роль «обертки» конуса. Поэтому в верхнем срезе они имеют вид кольцеобразных структур с крутым падением (до 40—60°) к центру при очень редких случаях нарушения сплошности (разрывы, трещины и др.).

Термическая усадка кислых (гранитоидных) остывающих расплавов происходит без слоеобразования и, вследствие быстрого нарастания в них вязкости, с разрывом сплошности боль-

ших масс; формирующиеся в таких средах разрывы часто выходят в зоны экзоконтакта, нарушая таким образом сплошность интрузии и спаявшись с нею вмещающих пород. Не случайно поля развития кислых интрузий всегда насыщены дайками, силлами, жилами, выполняющими открытые трещины, возникшие в результате термического сжатия остывающих плутонов [20, 21].

Убывание запаса тепла в системе, какой является габброидный (базальтоидный) расплав, и соответственно изменение ее энтропии приводит к тому, что образование ритмичных, т. е. регулярных, на определенном расстоянии расположенных слоев или ритмов (полос) сопровождается распределением катионно-анионных групп, обеспечивающих перестройку решеток соответствующего энергетического уровня. Таким образом, бинарный или более сложный сильно вязкий расплав, расслоенный по всей мощности, достигает энергетического уровня, разрешающего формирование зародышей или подложек кристаллизации, регулируемой соответствующей энергией и составом слоев.

В основе структурного развития ликвирующих расплавов и образования мономинеральных слоев в завершающую стадию рассматриваемой фазы дифференциации габброидных (базальтоидных) магм лежит сходное или идентичное расположение участвующих в расплаве частиц с теми, которые слагают кристаллическую структуру минералов, возникших из этого расплава; сходным является и элементарный состав того и другого [22, с. 103], хотя жидкости или расплавы не сохраняют дальнего порядка, поэтому их можно отнести только к веществам, имеющим квази-кристаллическое состояние.

Говоря иными словами, расслаивающийся расплав по вещественно-текстурно-структурной характеристике — близкая модель расслоенной полнокристаллической интрузии; он занимает ликвидусно-солидусное поле. И это понятно, так как любой кристалл — не сразу возникающее соединение из отдельных элементарных частиц (атомов, молекул, групповых структур тех и других и т. д.), находящихся в расплаве, в жидкости или в газообразном состоянии, а последовательно, либо при реакционном взаимодействии друг с другом, либо при взаимодействии атомов, молекул или ионов в различных средах. Кристаллизация вообще — это процесс образования наиболее энергетически выгодных соединений с минимальной внутренней энергией решетки. Ею завершается дифференциация вещества расслаивающихся габброидных (базальтоидных) интрузий.

Таким образом, третья фаза дифференциации габброидного (базальтоидного) расплава — кристаллизационная развивается сопряженно с заключительной стадией ликвации, т. е. в усло-

виях, когда расплав уже приобрел черты скрытой расслоенности и почти завершилось структурное слоеобразование. Поэтому очередность выпадения минералов в твердую фазу здесь регулируется каркасом бинарной расслоенности многокомпонентной смеси. Общий порядок кристаллизации минералов из расплава в свое время рассматривался Н. Л. Боуэном, и его ряды не потеряли своего значения до сих пор. Интерпретацию этой еще до конца не изученной проблемы дал Н. В. Белов [2]. Проанализировав основы магматического процесса в свете кристаллохимии, он подчеркнул, что известе (CaO) и периклаз (MgO) относятся к первовыделяющимся образованиям из горячей, но остывающей магмы, так как температура плавления первого 2580, второго 2800°С. Остальные компоненты в соответствии с законом действующих масс начинают выделяться за ними, но их кристаллизация регулируется не только энергией решетки, но и положением атомов, например, алюминия, титана и др. в ячейках решетки, т. е. координационными числами. Исходя из этого, Н. В. Белов предложил, согласно схеме Розенбуша — Боуэна, два основных ряда породообразующих минералов:

Оливин Mg_2SiO_4	Основной плагиоклаз $CaAl_2Si_2O_8$
Пироксен $Mg_2Si_2O_6$	Кислый плагиоклаз $NaAlSi_3O_8$
Амфиболы	Микроклин $KAlSi_3O_8$
Биотит	
Мусковит	Фельдшпатоиды
	Кварц SiO_2

Легко видеть, что в уже расслоенной (скрытой и ликвационной) габброидной (базальтоидной) интрузии каждый член этих рядов или пара членов будут кристаллизоваться и выпадать в твердую фазу в определенной зоне, если интрузия получила полное развитие дифференциации — от отделения ультраосновных ее членов в нижней зоне до ультракислых, кислых или щелочных — в верхней.

Из теории процессов кристаллизации известно, что наличие обменных явлений между кристаллом и средой, в данном случае расплавом, приводит к равновесному состоянию между ними, но оно устанавливается, если сохраняется равновесие химических потенциалов (M) кристалла (k) и среды (c), а именно:

$$M_k(P, T) = M_c(P, T),$$

где P — давление, T — температура. В этом случае молекулы или атомы из расплава начинают, используя дефекты, пристраиваться к граням кристаллов, находя положение, отвечающее наименьшей энергии.

Однако в расслаивающейся и кристаллизующейся габброидной интрузии равновесие химических потенциалов специфично не только в зонах, сформировавшихся в ходе скрытого рас-

слоения, но и в зонах ликвационного разделения, переживающего стадию квазикристаллического состояния вещества. Достаточно вспомнить энталпию [6, с. 97] плавления таких «реперных» минералов, как форстерит (29,3), фаялит (22,03), клиноэнстатит (14,7), диопсид (18,7), анортит (18,7), высокий альбит (13,56) и др. Приведенные данные показывают, что габброидная (базальтоидная) жидкая смесь с многокомпонентным составом, представляющим собой сложную по многим параметрам физико-химическую систему, к фазе кристаллизационной дифференциации в ходе расслоенности разделена на отдельные элементы (зоны, слои, ритмы), в которых сконцентрировано мономинеральное вещество. Именно это обстоятельство лежит в основе сформировавшихся, например в Бушвельдском комплексе, трех уровней: дунит-гарцбургит-бронзитового (базальная серия), норит-анортозитового (критическая серия и главная зона) и диорит-гранитового (верхняя зона). Следовательно, образование серии пород как этого плутона, так и других интрузий, с параллельно или концентрически расположенными полосами (ритмами) или еще более сложного строения, описанного Р. Л. Фишером и С. Дж. Энгелем при изучении драгируемых лерцолитов, анортозитов, габбро и базальтов из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанического срединного хребта [17] — результат суммарного эффекта дифференциации гомогенного расплава габброидного (базальтоидного) состава.

Проследившая весь длительный и сложный процесс трехфазной дифференциации габброидной (базальтоидной) магмы, я подошел к проблеме элементарного ритма (слоя), почти всегда являющегося мономинеральным образованием; минералы слоев или ритмов по термодинамическим условиям являются близкими, но в полноразвитом интрузивном комплексе их диапазон — от тугоплавкого магнезиального оливина, слагающего дуниты, до низкого альбита и калиевого полевого шпата — адуляра. В промежутке между ними огромное количество минералов — это ромбические и моноклинные пироксены, высокий плагиоклаз, почти нацело сложенный анортитовой молекулой, роговая обманка и т. д. К ним добавляются минералы семейства железа и платины, как правило, являющиеся непререваемым членом рудного комплекса этих интрузий, и некоторые другие, включающие менее характерную группу: серебро, олово, теллур, иногда золото.

Выше отмечалось, что все модели образования ритма (слоя) в расслоенных интрузиях с теми или иными вариациями сводятся к процессу выделения или, как считают их авторы, высадки кристаллов из расплава — от более до менее тугоплавких.

Эти модели предполагают наличие в магматическом резервуаре горизонтального «дна» соответствующих по мощности и структуре конвекционных токов расплава, которые должны обеспечивать перенос и осаждение кристаллов в соответствии с законом Стокса; но эти условия сами являются непреодолимым препятствием действия этого закона и, таким образом, разрушают модель образования мономинерального слоя, многократно чередующегося с аналогичными или иными по составу слоями по всей мощности интрузий. В качестве дополнительного условия последнее время предложено импульсное оседание магмы во взаимодействии с гравитационными силами Земли, которые якобы и должны обеспечить процесс прерывистой кристаллизации.

Эти и другие противоречия требуют рассмотрения более детального, чем это допускает журнальная статья, одной из ошибок, в свое время допущенной Н. Л. Боуэном, затем Л. Уэйджем и их последователями в построении модели образования элементарного ритма или слоя в расслоенных интрузиях. В целом, как мне кажется, эта модель копирует осадочный процесс, протекающий в замкнутом водоеме. В этом убеждает хотя бы рисунок; заимствованный из учебника (!) по петрологии [18]. Из рисунка (рис. 6) видно, что кристаллы хромита как будто бы в режиме свободного падения осаждаются из расплава, содержащего плагиоклаз и бронзита: максимальная концентрация кристаллов хромита отмечается на «дне», вверх их количество уменьшается, сокращаются размеры зерен, на некотором расстоянии от «дна» на общем фоне сдвойникованных плагиоклазов и бронзита зерна хромита исчезают. Приведенный рисунок создает впечатляющую картину «осаждения» кристаллов хромита на «дно», и ее внешне обманчивая правдоподобность подкупает асимметричным распределением этого минерала в зоне его максимальной концентрации. Однако изучение присланных мне доктором Хауллбауэром (D. K. Hallbauer) образцов из рифа Меренского показало, что описанный рисунок является только половиной ритма, вторая его часть, не показанная авторами, должна располагаться симметрично первой книзу, при ее наличии ритм становится полным, выросшим снизу и сверху, и тогда модель осаждения кристаллов теряет всякий смысл. Напротив, образовавшаяся зона уплотненного хромита — результат раскристаллизации элементарного ритма, серия таких ритмов представлена на рис. 7. В ДВГИ ДВНЦ АН СССР из двух ритмов этого образца мощностью 2 мм каждый, разделенных ритмом плагиоклаза (мощность 6 мм), проанализирован хромит. Анализ показал устойчивость содержания всех окислов и ванадия в обоих ритмах:

Ритм	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	TiO ₂	V	Сумма
1-й	49,22	9,04	35,49	4,84	0,33	1,61	0,11	100,63
2-й	45,57	11,90	33,87	6,53	0,32	1,63	0,11	100,92

Ритм 1-й занимает более высокое положение в разрезе плутона, 2-й, отдаленный от него плагиоклазом, — ниже.

Просмотр шлифов из названной коллекции выявил следующую картину распределения хромита в ритмах и его соотношения с плагиоклазами, пироксенами и другими минералами: раскристаллизация расплава отдельного ликвационного слоя или ритма началась с формирования узкой зоны (в разрезе) хромита, которая приращивалась сверху и снизу. По мере роста ее мощности зона постепенно уплотняется в результате сращивания кристаллов, затем сверху и снизу появляются отдельные кристаллы, и чем дальше от уплотненной зоны, тем больше возрастает их рассеивание, пока кристаллы хромита полностью не исчезают с поля плагиоклаза. Таким образом, зона рассредоточенных

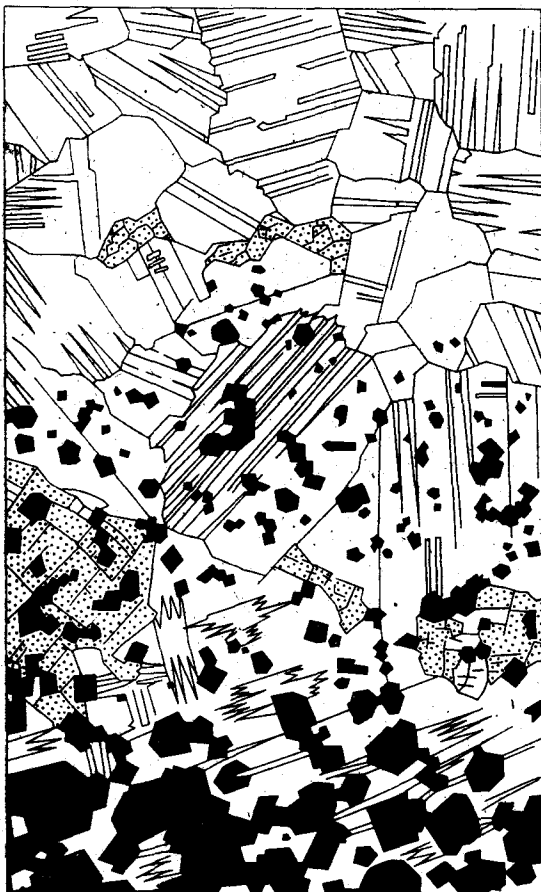


Рис. 6. Контакт между лейконоритом и хромититом (Дварс-Ривер, Бушвельдский комплекс, Трансвааль, Южная Африка).

В зернах плагиоклаза показано двойникование. Кристаллы бронзита выделены крапом. Можно видеть, что размеры одиночных кристаллов хромита и их групп увеличиваются вниз, при этом возрастает их общее содержание.



Рис. 7. Тонкоритмичная текстура хромитита одного из участков рифа Меренского, Бушвельдский комплекс (натур. вел.).

Видна перемежаемость ритмов, сложенных хромитом, плагиоклазом, иногда в них появляются пироксены. Тонкая ритмичность возникла в результате раскристаллизации более мощного ликвационного слоя. На микрофотографиях 9—11 показаны детали строения этого образца.

зерен хромита сменяется зоной «чистого» плагиоклаза, которая затем на некотором расстоянии снова сменяется зоной «плавающих» мелких зерен хромита. Эти зерна вверх и вниз укрупняются, сливаются, сращиваются и образуют симметрично описанному ритму, сложенному хромитом, два других ритма плотного хромита.

В отдельных случаях эта симметрия нарушается, усложняется и т. д. Такие усложнения легко понять, если иметь в виду наличие в расслоенном и кристаллизовавшемся расплаве примеси металлических элементов не только семейства железа, являющихся как бы обязательной составной частью габброидных (базальтоидных) магм, но и некоторых других. Известно, что примеси усиливают расщепление слоев на более тонкие ритмы, иногда усложняя последние. Дело в том, что диаграмма состояния бинарной или более сложной системы при раскристаллизации вещества ритмов или слоев выполняется выше ликвидуса, хотя возможно и появление ликвидусно-солидусных компонентов. Тем не менее во всех случаях, какой бы сложной система ни была, растущий кристалл

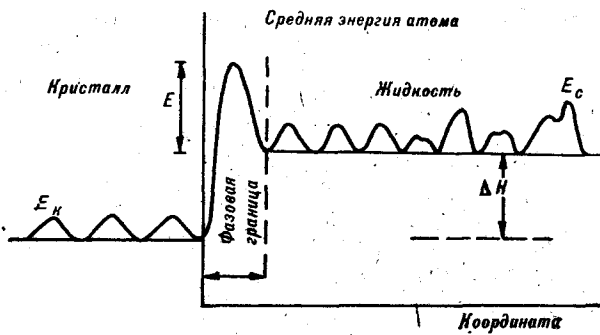


Рис. 8. Средняя энергия атома (E) в окрестности фазовой границы.
 E_K , E_C — средняя энергия частиц в кристалле и среде соответственно, ΔH — изменение энергии частицы.

всегда отделен от жидкости некоторой величиной средней энергии (рис. 8) атома, что соответствует теории напряженности твердого тела, находящегося в жидкости [19]. Фазовая граница между жидкостью и кристаллом как бы регулирует среднюю энергию частицы, занимающей равновесное положение в кристалле и в среде (см. выше). Металлические и другие элементы, относящиеся к примесям, создающим основу расплава, по условиям ионных радиусов или координационных чисел при эпитаксиальном росте кристаллов пристраивают свои молекулы, атомы или ионы в решетки и тем самым неизбежно смещают точку равновесия между кристаллами и средой. Таким образом, роль «упругой энергии и энергии связей примеси в кристалле проявляется в корреляции коэффициента распределения одной и той же примеси в кристаллах одного и того же вещества» [19, с. 157], а это значит, что в ходе раскристаллизации ликвационного образования слоев и ритмы в интрузии могут дополнительно ослож-



Рис. 9. Микроритмичность в хромите (риф Меренского, Бушвельдский комплекс).

Плотная (черная) зона хромита отделена от плагиоклазовой зоны, в которой вкраплены зерна хромита, «чистым» плагиоклазом, что свидетельствует об уходе хромита из аномального расплава в зону массивной кристаллизации хромита.

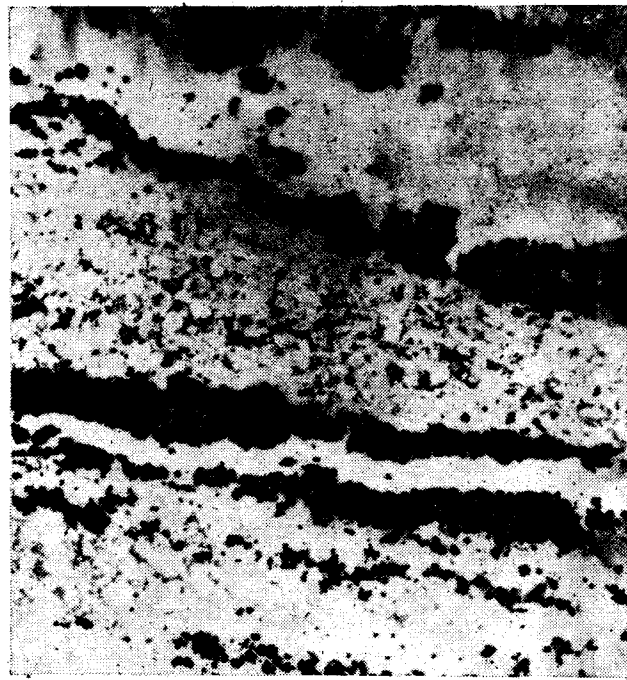


Рис. 10. Деталь тонкоритмичной текстуры (риф Меренского, Бушвельдский комплекс).

В шлифе видно чередование хромита, плагиоклаза с вкрапленниками бронзита; отчетливо просматриваются зоны чистого плагиоклаза, лишенные хромита и пироксена, а также полосы хромита, ориентированные субпараллельно горизонтальным ритмам плагиоклаза и пироксена. Хорошо просматривается общий рисунок кристаллизации как ранних минералов, так и более поздних, возникших в пределах ликвационных слоев.

няться, расщепляться, между ними границы будут приобретать размытую форму и т. д. По-видимому, о подобном ходе раскристаллизации расплава свидетельствуют фотографии, приведенные на рисунках 7, 9—11. Добавлю в связи с этим, что на приборе «Комебакс» СВКНИИ в Магадане в хромите рифа Меренского в образцах (см. рис. 7) установлены примеси Al, Mg, Ti, Ni, V, Mn, причем по Ti получены наиболее высокие показатели после Al и Mg.

Усложнение кристаллизации присутствующими примесями семейства железа в связи с их влиянием на корреляцию коэффициента распределения одной и той же примеси должно проявляться в разном влиянии нечетных (Cu, V, Sc, Co) и четных (Ni, Cr, Fe, Ti) элементов, так как у них неодинакова геохимическая подвижность, к тому же часть из этих элементов в протонно-нейтронной структуре имеет такие (магические) числа элементарных частиц (28, 56, 72 и др.), которые отличают их наибольшей устойчивостью в химических взаимодействиях.

Во всех случаях кристаллизация габброидных (базальтоидных) расплавов должна начаться в нижней зоне интрузий, освобожденной от летучих, легкоподвижных элементов, с образования оливина, зерен пироксенов, т. е. с возник-

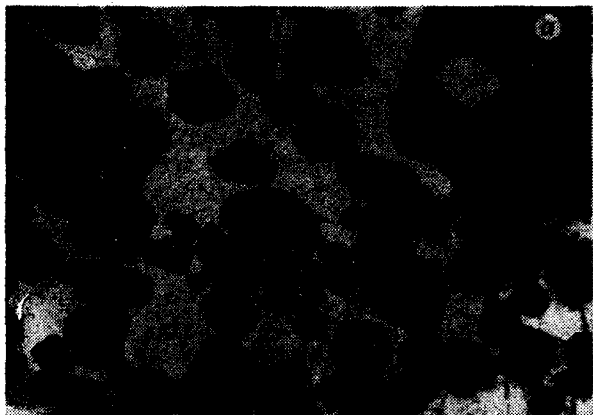


Рис. 11. Взаимоотношение минералов в плагиоклазите (риф Меренского, Бушвельдский комплекс): а — резко дифференцированная порода, крупные кристаллы плагиоклаза с включениями хромита (черный) и бронзита (серый) с последовательностью кристаллизации хромит — бронзит — плагиоклаз. Бронзит с редкими зернами оливины, ксеноморфные выделения плагиоклаза и мелкие зерна раннего хромита. Просматривается зона вкрапленников хромита, приуроченная к полосе перехода бронзита к плагиоклазиту; хромит вкраплен в зерна пироксена и плагиоклаза. Плагиоклаз идиоморфнее пироксена, в некоторых зернах хромита встречаются включения плагиоклаза. Плагиоклаз — панидиоморфнозернистый агрегат менее основного плагиоклаза; б — корродированные зерна раннего хромита, относящиеся к первовыделением. Включения плагиоклаза в хромите являются частью окружающего зерен плагиоклаза; в — плагиоклазит со струйчатой вкрапленностью хромита. Удлинение кристаллов плагиоклаза подчинено вытянутости полосы хромита. Общая картина распределения хромита в плагиоклазе показана на рис. 10.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем сообщении предпринята попытка описания с новых позиций упорядоченного распределения минералов, изменения элементного состава парагенезисов в зависимости от положения их в расслоенных интрузиях; на основе этого сделан вывод об основных чертах эволюции (дифференциации) во внутрикоровых резервуарах габброидного (базальтоидного) расплава. Его дифференциация обычно протекает в три накладывающиеся друг на друга фазы: скрытого расслоения расплава, ликвационного слоеобразования и кристаллизационного разделения минерального вещества; последнее осуществляется под структурным контролем возникших в фазе ликвации ритмов, в которых произошла концентрация (распределение) по энергетическим уровням элементов и ионных групп. В ходе общей дифференциации магмы при благоприятных структурных условиях от габброидных (базальтоидных) расплавов отщепляются ультраосновные породы (дуниты, гарпбургиты, перидотиты, пироксениты, нориты и др.), аортозиты битовнит-лабрадорного и более щелочного ряда и обширная серия кислых (граниты, диориты и др.) и щелочных пород.

новения диопсида, геденбергита и авгита. Их выделение из расплава будет сопровождаться высвобождением порций энергии и уменьшением молекулярных объемов по сравнению с подсчитанными теоретически по окислам элементов, участвующих в структурах решеток названных минералов (см. выше). Таким образом, выделение некоторого количества тепла окажет затормаживающее воздействие на кристаллизацию менее тугоплавких плагиоклазов в ближайшей зоне роста кристаллов оливины, пироксена, хромита и др. Волновой ход выделения тепла создает гармонику колебаний температур, безусловно влияющих на образование в слоях микроритмов. Между этими двумя явлениями существует сложная функциональная зависимость, которую надо искать в гармонических рядах с асимптотическим выражением в первой фазе и гармониками затухающих колебаний. Определение параметра корреляции позволило бы создать теоретическую модель дифференциации базальтоидных расплавов как системы, эволюционирующей к равновесию через стадии с нарушенным равновесным состоянием.

Подобная длительная и сложная дифференциация базальтового расплава позволяет рассматривать земную кору как продукт этого планетарного процесса, протекавшего с ранних стадий образования Земли, соответствующих возникновению примитивных гидросферы, газовой оболочки и гетерогенной верхней мантии, структурные особенности которой до сих пор, возможно, сохраняют свои главные черты. Суммирование комплементарных этим образованиям пород должно давать близкий к базальтам или к андезитам состав земной коры.

Аналитическое рассмотрение тектоно-магматических обстановок, в которых образуются расслоенные интрузии, исключает необходимость создания особых моделей формирования гранитоидных интрузий или вообще кислых магм. Это, в свою очередь, позволяет определить генетическую сущность и рудную продуктивность малых интрузий как образований, занимающих совершенно определенную позицию в магматических системах, проявляющихся в ходе развития геосинклинального процесса, в котором находят свое место отщепляющиеся ультраосновные, основные, кислые и щелочные магматические комплексы.

Ультраосновные породы являются комплементарными образованиями базальтоидных магм, наиболее распространенных представителей магматических расплавов среднего состава на планетах земной группы и некоторых их спутниках. Поэтому теряют логический смысл поиски вещества, от которого произошли базальты, а также эффузивные аналоги дунитовых пород, как это делает Х. Йодер в своем труде, посвященном образованию базальтов [6].

Представления о внутригеосинклинальных базитовых сериях, называемых «офиолитами», как о мантийных пластинах, выжатых из пограничных с океанической корой зон, в связи с рассматриваемой проблемой расслоения интрузий, ставятся под сомнение на основании данных петрологических исследований ряда «офиолитовых» поясов и металлоносности базальтов океанического дна.

Рассмотренная в настоящем сообщении модель образования расслоенных интрузий, их металлоносность требует пересмотра существующих представлений о рудогенерирующих источниках, их месте в структурах земной коры и верхней мантии, глубине залегания и связи рудных месторождений с породами разной основности и структурного положения. Следует на новой основе проанализировать концепцию Феннера о рудных магмах, возрождение которой с учетом нового уровня развития геологических наук может оказаться плодотворным. При этом в построениях теоретических схем минеральных рудных парагенезисов обязательно должны быть учтены изотопные различия элементов и протонейтронные структуры; успехи ядерной физики открывают широкую перспективу для выяснения более тонкого механизма геохимических группировок элементов, чем валентность, ионные радиусы, являющиеся традиционными категориями при решении геохимических задач в проблемах рудообразования.

Некоторые из названных здесь проблем я намереваюсь рассмотреть на более широкой основе во второй статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безцен Н. И., Персиков Э. С. Влияние водорода на дифференциацию основных магматических расплавов.— ДАН СССР, 1979, т. 248, № 5.
2. Белов Н. В. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
3. Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации.— В кн.: Академик Дмитрий Степановичу Белянкину. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
4. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы. М.: Мир. Т. 1. 1965; Т. 4. 1966.
5. Заварицкий Н. А. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1965.
6. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979.
7. Когарко Л. И., Волков В. П. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с его ритмичной расслоенностью.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
8. Коптев-Дворников Е. В., Ярошевский А. А. Экспериментальное моделирование ритмической кристаллизации в системе пироксен — плагиоклаз в связи с происхождением ритмически расслоенных тел.— Геохимия, 1970, № 6.
9. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
10. Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957.
11. Маракушев А. А., Иванов И. П., Римевич В. С. Экспериментальное воспроизведение ритмичной магматической расслоенности.— ДАН СССР, 1981, т. 258, № 1.
12. Михайлов И. Г. Распространение ультразвуковых волн в жидкости. М.—Л.: Гостехиздат, 1949.
13. Мэйсон Б., Мелсон У. Лунные породы. М.: Мир, 1973.
14. Осипов М. А. Формирование расслоенных плутонов с позиций термоусадки. М.: Наука, 1982.
15. Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Т. С. Ра-

- непалеозойские базитовые интрузии каледонид Восточного Саяна.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
16. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
 17. Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Перцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского среднего океанического хребта.— Геохимия, 1970, № 6.
 18. Хетч Ф., Уэллс Н., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975.
 19. Чернов А. А. и др. Современная кристаллография. Т. 3. М.: Наука, 1980.
 20. Шило Н. А. Золотое и золото-серебряное оруденение Охотско-Чукотского вулканического пояса и некоторые вопросы рудообразования.— Записки Ленингр. горного ин-та им. Плеханова, 1974, т. 67, вып. 2.
 21. Шило Н. А. Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутоногенной и вулканогенной формаций.— Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1976, вып. 69.
 22. Щербина В. В. Миграция элементов и процессы минералообразования. М.: Наука, 1980.
 23. Shilo N. A., Milov A. P., Sobolev A. P. Mesozoic granitoides of northeast Asia.— Geol. Soc. of Amer. Memoir, 1983, 159.

Президиум ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
27 июня 1983 г.

Г. М. Власов

ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Предложена классификация геосинклиналей, главным признаком которой принято их соотношение с континентальными массивами. Этим определяется тип земной коры основания, а отсюда и состав геосинклинального выполнения. Выделены ортогеосинклинали и геосинклинальные прогибы короткого периода развития. Ортогеосинклинали разделены на линейные (6 типов) и мозаичные (3 типа). Подчеркивается необходимость подхода к геосинклиналям, как к системам с

закономерно построенными латеральными рядами структурно-формационных зон.

Дальнейшее развитие классификации возможно за счет учета степени проявления базитового (начального) и гранитоидного (инверсионного и орогенного) магматизма, сравнения полноты развития различных структурно-формационных зон, изучения формационного состава зон.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на широкое распространение концепций тектоники плит, геосинклинальная теория сохраняет свое значение как «геологический синтез наших знаний о развитии континентов» [26, с. 117]. Она хорошо «вписалась» и в геологию океана, обогатившись, благодаря работам А. Н. Заварицкого [19] и других советских и зарубежных исследователей, представлениями об островных дугах как современных геосинклиналях.

Эти представления, с одной стороны, обусловили новый этап развития геосинклинальной теории, с другой — вопли в качестве одного из существенных элементов в гипотезу тектоники плит.

Лишь часть сторонников тектоники плит в настоящее время полностью отрицает понятие «геосинклиналь» и предлагает исключить его из геологического лексикона. Большинство признает в какой-то степени его полезность и пытается согласовать представления о геосинклиналях с концепциями тектоники плит. При этом выявилось принципиальное различие подходов к интерпретации и методике исследований геосинклиналей со стороны сторонников геосинклинальной теории и тектоники плит. Первые, основываясь на примерах как древних, так и современных геосинклиналей, рассматривают их как системы, связанные с глубинными разломами, а через них и с мантией и содержащие латеральные и отчасти временные ряды структурно-формационных зон. Эти системы закономерно развиваются в определенные этапы геологической истории Земли и проходят в своем развитии ряд ста-

дий, включая орогеническую, которая завершает геосинклинальный процесс. Каждая структурно-формационная зона геосинклинали характеризуется определенными геофизическими параметрами, геологическими и рудными формациями, пространственно-генетические ряды которых видоизменяются в зависимости от типа земной коры основания и других условий. Учитывая эти изменения, можно построить достаточно четкую классификацию геосинклиналей. Допускается, что существующие геосинклинальные системы представляют исторические явления и в далеком геологическом прошлом протогеосинклинали имели другой характер.

Геосинклинали в представлениях сторонников тектоники плит — это любые области накопления осадков большой мощности [24]. Классификации геосинклиналей, используя концепции тектоники плит, давались многими исследователями [24, 42 и др]. Выделение типов геосинклиналей с позиций тектоники плит основывалось на следующих принципах: 1) на современных примерах областей накопления осадков без учета вероятного изменения условий с течением геологического времени, 2) на недостаточно обоснованных представлениях о субдукции океанических плит и аккреции осадков путем «соскребания» их при субдукции, 3) на убежденности о приуроченности геосинклиналей и процессов орогенеза только к краям плит, 4) на необязательности сопряжения геосинклиналей с глубинными разломами, 5) на отнесении орогенеза к случайным явлениям, обусловленным столкновениями плит между собой или с трансформными разломами, 6) на отрицании тектоно-магматических циклов как

закономерных явлений, 7) на представлениях о неограниченном числе возможных вариантов геосинклиналей из-за различной конфигурации плит, сложности их движений, изменений скорости субдукции, возможности одновременного существования различных типов геосинклиналей по краям конвергирующих плит [24].

Классификации по этим признакам седиментационных бассейнов, например А. Е. Фишера [42], оказываются не совсем удачными в отношении направления нефтепоисковых и других геологических работ. В вступительном докладе на конференции «Нефтегазоносность и глобальная тектоника» Э. К. Буллард [8, с. 19] сказал: «При проведении поисковых работ на нефть и газ изучают, главным образом, стратиграфию и строение осадочных бассейнов. Следовательно, основной интерес представляет характер вертикальных движений, которые, по-видимому, являются причиной накопления осадков огромной мощности. Теория тектоники плит, напротив, базируется в основном на учете горизонтальных движений. Как раз это различие и служит главной причиной довольно слабого влияния теории на методику проведения поисковых работ на нефть и газ». В послесловии к русскому переводу книги «Нефтегазоносность и глобальная тектоника» редактор ее (С. П. Максимов) пишет: «На данном этапе развития теории тектоники плит, по-видимому, не существует каких-либо принципиально новых, оригинальных разработок, воспользовавшись которыми можно было бы радикально изменить методику поисков залежей углеводородов, что признают и сами авторы» [32, с. 223].

Предлагаемые сторонниками тектоники плит критерии поисков других полезных ископаемых, в частности рудных месторождений, или являющиеся недостаточно обоснованными (например, учитывающие ту или иную скорость субдукции), или относятся к числу известных и уже используемых геосинклинальной теорией (например, критерии, учитывающие зональность у зон Заварицкого — Бенъофа). Это естественно, так как откуда взяться новым критериям поисков полезных ископаемых с позиций тектоники плит, если некоторые ее сторонники вообще отрицают закономерности в проявлениях тектонических процессов. Показательна в этом отношении статья А. М. Сингора [57], в которой автор утверждает, что главными особенностями геотектонической школы, к которой принадлежат сторонники тектоники плит, являются признание принципа актуализма в тектонике и отрицание закономерностей тектонических процессов, протекающих на Земле.

Все сказанное заставляет осторожно относиться к принципам и попыткам классифика-

ции геосинклиналей сторонниками тектоники плит. О преждевременности отказа от геосинклинальной тектонической терминологии и перехода на актуалистическую морфологическую, предлагаемую сторонниками тектоники плит, указывает В. Е. Хаин [46]. Очевидно, что большими преимуществами будет обладать классификация, учитывающая известные закономерности тектоно-магматических, рудообразующих и прочих процессов и дающая перспективу широкого использования формационного анализа для выявления новых закономерностей.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

В настоящее время достаточно ясно, что нельзя в качестве геосинклиналей выделять отдельные прогибы с мощными осадками. Под наименованием ортогеосинклиналей необходимо классифицировать геосинклинальные системы, связанные с глубинными процессами и включающие при полном развитии, кроме фронтальных зон (внешние эвгеосинклинальные прогибы, островные дуги), также краевые вулканические пояса, краевые и перикратонные прогибы. Развитие этих тыловых зон происходит в едином тектоническом ритме со всей геосинклинальной системой, они содержат формации, общие с эвгеосинклинальной зоной (флиш, некоторые магматические образования). Краевые и перикратонные прогибы представляют, по существу, миеосинклинальные зоны, принадлежность которых к геосинклинальным системам обычно не вызывает сомнений. Рассмотрение краевых структур в составе геосинклинальных систем нужно для успешного прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Стратиформные рудные формации образуют протяженные латеральные ряды, распространяющиеся от эвгеосинклинальных зон до краевых прогибов включительно. Отделять краевые структуры от других геосинклинальных зон — значит искусственно обособлять стратиформные месторождения от их источника и от других звеньев рудной цепи, т. е. «резать по живому».

При выделении геосинклиналей как систем, часть зон, относимых многими авторами к «негеосинклинальным подвижным структурам» [27] или «структурам активизации», войдет в системы в качестве их равноправных членов. Невозможность разделения орогенических и «активизационных» структур, обладающих одинаковыми формационными рядами и однотипной минерализацией, теперь достаточно подтверждена металлогеническим анализом и практикой геологических работ [38]. Орогенез — непосредственное продолжение геосин-

клинального процесса, и в строгом смысле геосинклинальные системы должны были бы именоваться геосинклинально-орогенными. Как показал анализ [10], для выделения орогенов в качестве особого класса структурных элементов Земли наряду с платформами и геосинклиналями, как предлагают некоторые авторы, нет оснований.

Учет зонального строения геосинклиналей помогает понять явление инверсии и причину обычного «ухода» главной массы гранитоидных интрузий в «раму складчатости». Обратные структур в геосинклиналях, связанное со сменой условий растяжения сжатием, далеко не всегда сопровождается гранитоидным магматизмом. Эвгеосинклинальные зоны с начальным базитовым магматизмом и ультрабазитам или вообще не содержат гранитоидов, или содержат лишь плагиограниты. Небольшие субвулканические и гипабиссальные интрузии среднего (диоритового) состава появляются в самом начале орогенного этапа в остроподвижных поднятиях. Наиболее полное развитие гранитоиды получают в тылу геосинклинальных систем, в краевых вулканических поясах, уже в конце орогенного этапа. Все это согласуется с вероятной эволюцией глубинных разломов, контролирующих развитие геосинклиналей. Первоначально вертикальный глубинный разлом подводит к поверхности в условиях растяжения лишь магмы основного состава. При смене растяжения сжатием вертикальные разломы преобразуются в зоны Заварицкого — Беньюфа [11, 44]. Сжатие способствует формированию диоритов. Прогрессирующее выполаживание зон Заварицкого — Беньюфа приводит к расширению сфер их влияния в тылу геосинклинальных систем и к массовому коровому (или мантийно-коровому) гранитоидному магматизму в тыловых поясах [11, 55].

За основной признак классификации ортогеосинклиналей здесь принято соотношение геосинклиналей с континентальными массивами, чем в значительной мере определяется тип земной коры основания. Последнее же обуславливает тот или иной состав геосинклинального выполнения. Вопреки заключению Г. С. Горшкова [15, с. 15] о «сквозькоровом» характере вулканизма (почему, по его мнению, «состав вулканических лав, практически не зависит от состава земной коры») фактически тип земной коры оказывает глубокое влияние на магматические, рудообразующие и прочие процессы в подвижных областях. В крайних случаях развития геосинклиналей на океанической коре (энсиматических) или на континентальной (энсиалических) различия их весьма контрастны. Для энсиматических геосинклиналей характерно полное развитие офиолитовой ассоциации и гомодромная последовательность в развитии

магматизма, резкое преобладание вулканических пород (преимущественно лавы) над осадочными, развитие медно-колчеданного оруденения, а также руд железа, никеля, кобальта и других сидерофильных и халькофильных элементов. В энсиалических геосинклиналях среди магматических формаций раннего этапа часто отсутствуют ультрабазиты, базальты нередко заменяются андезитами (как, например, во многих геосинклиналях Средиземноморского пояса). Осадочные породы преобладают над вулканическими (преимущественно туфы). Для развития магматизма характерна антидромная последовательность. Вместо медно-колчеданных руд развиваются колчеданно-полиметаллические и т. д. [6]. Различия геологических формаций фронтальных и тыловых зон геосинклиналей в значительной мере связаны с преимущественным развитием первых на океанической коре, вторых — на континентальной или переходной к континентальной.

Тип земной коры основания оказывает глубокое влияние на развитие и вещественное выполнение геосинклиналей не из-за большой роли процессов контаминации магм коровым материалом (она, по-видимому, действительно незначительна, как и полагал Г. С. Горшков), а потому что тип коры отражает состав и состояние нижележащей мантии, степень ее дифференциации и истощения.

Непременное, по мнению А. В. Пейве и др. [37], заложение геосинклиналей на океаническом фундаменте, обязательность прохождения ими океанической стадии развития, одноцикловое направленное развитие всех подвижных областей — все это плохо согласуется с фактами, в частности, с многочисленными примерами энсиалических геосинклиналей. Современные геосинклинальные системы приурочены преимущественно к прибрежным районам океанов и морей. При этом если фронтальные зоны геосинклиналей (собственно эвгеосинклинали) нередко выступают далеко в океан, то их тыловые зоны обычно локализуются в пределах краевых морей (миогеосинклинали, краевые прогибы) и прибрежных территорий континентов (краевые вулканоплутонические пояса). Большая часть геосинклинальных осадков имеет сравнительно мелководный характер, хотя среди эвгеосинклинальных образований и встречаются исключения. Обдукция (надвигание) океанической коры на континентальную плохо доказана. Предполагаемые «аллохтонные пластины океанической коры» нередко имеют интрузивный характер. Устанавливается связь ультрабазитовых поясов с глубинными разломами. Полициклическое развитие геосинклинальных систем доказывается на примерах Урала [48], Казахста-

на [18], Монголо-Охотской области [41] и многих других областей. Полициклическое развитие геосинклиналей определяется периодической сменой напряжений растяжения и сжатия.

Необходимость классифицировать не отдельные геосинклинальные прогибы, а геосинклинальные системы, включающие закономерно построенные латеральные ряды структурно-формационных зон с различным вещественным выполнением, препятствует осуществлению, казалось бы, наиболее объективной классификации геосинклиналей по вещественному (формационному) выполнению. По такому принципу построена классификация М. В. Муратова [34]. Она с успехом может быть использована для отдельных прогибов (зон), но неприемлема для геосинклинальных систем в целом.

Необходимо сделать замечания по вопросу о взаимоотношениях геосинклиналей и рифтов. Имеется тенденция обособлять рифтогенез как специфический процесс, независимый от развития геосинклиналей. Эта тенденция проявляется даже у такого знатока рифтов, как Е. Е. Милановский [33]. Он признает связь геосинклинального процесса и рифтообразования в древние геологические эпохи и отрицает подобную связь в фанерозойских структурах. По мнению Е. Е. Милановского, различия процессов заложения эвгеосинклиналей и рифтов проявляются щелочным магматизмом рифтов в отличие от базитового (толеитового) инициального магматизма геосинклиналей, а также общим погружением при развитии геосинклиналей и поднятиями при образовании рифтов.

Противопоставление рифтов и геосинклиналей лишено оснований. Как те, так и другие образуются в условиях растяжения земной коры, формирования глубинных разломов, разуплотнения вещества верхних частей мантии, развивающегося базитового и щелочного магматизма. Значительная часть, если не большинство, геосинклиналей в начальной стадии представляла рифты. Но структуры первоначальных рифтов обычно перерабатываются, иногда нацело уничтожаются при последующих геосинклинальных процессах.

Щелочные базальты среди продуктов инициального магматизма геосинклиналей встречаются нередко, но обычно объясняются влиянием на состав магматических продуктов сиалического основания. Правда, далеко не всегда за рифтообразованием следует геосинклинальный процесс. Формации континентальных рифтов, образующихся в условиях мощной сиалической коры при позднем, посторогенном, растяжении, отличаются специфическим ультрабазитово-щелочным составом и не смеются во времени геосинклинальными фор-

мациями. Что касается отмечаемых Е. Е. Милановским поднятий в рифтах и опусканий в геосинклиналях, то это очевидное недоразумение. Как при заложении геосинклиналей, так и при заложении рифтов растяжение коры сопровождается опусканиями дна геосинклинальных трогов или рифтов. Мнение Е. Е. Милановского о том, что углубление рифтов связано с поднятием его «плеч», мало обосновано. Фактически опускаются днища рифтов. При континентальном рифтогенезе обычно сначала развиваются сводовые поднятия, обрушения которых обуславливают образование рифтов. Пример срединно-океанических хребтов с центральными рифтами не может служить в данном случае доводом в пользу сопровождения рифтов, в противоположность геосинклиналям, поднятиям. Многие исследователи обоснованно полагают, что срединно-океанические хребты с рифтами являются эмбрионами эвгеосинклиналей.

Заслуживает внимания и вопрос о соотношениях геосинклиналей с шовными прогибами и авлакогенами. Вопрос этот усложняется поступательно возвратным движением как процессов развития отдельных геосинклинальных систем, так и общей эволюции структур земной коры от геосинклинальных к платформенным. Эта эволюция характеризуется многократной ритмичностью и повторяемостью сходных переходных структур и рядов геологических формаций. Очень длительное развитие платформ, растягивающееся обычно на несколько тектоно-магматических циклов, обуславливает продолжительное существование структур, промежуточных между геосинклинально-орогенными и платформенными [5, 38]. К числу подобных структур относятся шовные, проявляющиеся как в геосинклинально-орогенных, так и в платформенных обстановках. Шовные прогибы нередко образуют каркас мозаично-блоковых геосинклиналей. Авлакогены в своей основе представляют шовные или рифтовые структуры. Они часто бывают тесно сопряженными с геосинклиналями, иногда представляют прямые ответвления их. Циклы их развития (с растяжением в ранних стадиях и сжатием в поздних) синхронны с циклами сопряженных геосинклиналей. Ограничивающие их разломы, устанавливаемые сейсмическими методами, рассекают земную кору и уходят в мантию. Первоначальное растяжение обуславливает поступление по разломам магматического материала основного состава. Последующее сжатие прекращает магматические процессы, и оставшийся авлакогенный «рубец» заполняется осадками. Представляется, что авлакогены — это преимущественно недоразвившиеся до настоящих геосинклиналей шовные прогибы и рифты. Можно согласиться с

С. А. Несмеяновым [36, с. 16], что «авлакогены» могут рассматриваться как унаследованные рудиментарные субгеосинклинальные структуры. Они показывают определенную степень консолидации основания, при которой процесс дальше рифтообразования не идет. Если шовные прогибы, образующие каркас мозаично-блоковых геосинклиналей, останутся в рудиментарной форме и полностью компенсируются осадками лишь при опускании субплатформы, то подобные шовные прогибы, очевидно, будут названы авлакогенами. Все эти соображения заставили отразить в классификации тесные связи между геосинклиналями, рифтами и авлакогенами и подчеркнуть трудности их разграничения.

Естественно, может возникнуть вопрос о возможности распространения на океан классификации геосинклиналей, составленной преимущественно по материалам исследований континентов.

При количественных различиях океанической и континентальной коры геологические процессы на континентах и в океанах принципиально сходны, хотя и нетождественны. Океанические и континентальные структуры составляют общий эволюционный ряд: вулканические поднятия на дне океана → срединно-океанические хребты → эвгеосинклинали → островные дуги → краевые вулканические пояса, краевые прогибы → сводовые поднятия и континентальные рифты. Отсутствие резкой грани между геологией континентов и океанов исключает необходимость разработки для океанов особой гестектонической концепции и отдельной классификации подвижных областей.

Необоснованность существовавших ранее мнений о специфичности геологических процессов у Тихого океана позволяет распространить предлагаемую классификацию, составленную при значительном влиянии материалов по Тихоокеанскому подвижному поясу, на другие сегменты Земли [9]. Уникальность Тихоокеанского подвижного пояса не в том, что ему присущи какие-то особые геологические процессы, необычные структуры и формации, а в том, что здесь геологические закономерности четче проявлены и их легче выявлять, чем например, в сложных структурах Средиземноморья или Центрально-Азиатского складчатого пояса.

СОДЕРЖАНИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

Геосинклинали подразделяются на ортогеосинклинали с полным рядом структурно-формационных зон и геосинклинальные прогибы короткого периода развития с редуцированной зональностью. В соответствии с распространен-

ным делением складчатых областей по морфологии в плане и внутренней структуре на линейные и мозаичные такое же деление принято и для ортогеосинклиналей.

В табл. 1 дана общая классификация геосинклиналей, в табл. 2 охарактеризованы особенности различных типов ортогеосинклиналей.

Среди линейных ортогеосинклиналей выделены по предложениям различных исследователей шесть типов [7, 20—22, 45, 55, 56]. Для выделенных типов по возможности оставлены наиболее употребительные наименования. Четыре из них (восточно-азиатский, индийский, средиземноморский, уральский) вряд ли нуждаются в описаниях. Подробная характеристика их давалась в специальной статье автора о типах ортогеосинклиналей и в настоящее время существенно не изменилась. Здесь полезно отметить главные особенности развития перечисленных четырех типов, определившие в основном их структуру и вещественное выполнение.

Восточно-азиатский тип, характеризующийся резко ассиметричным строением, в значительной мере является эталонным. Он формируется частично на океанической, частично на континентальной коре и содержит полный ряд структурно-формационных зон: океаническую или приокеаническую геосинклинальную (внешние прогибы), центральный (междуго-

Т а б л и ц а 1

Типы геосинклиналей

I. Ортогеосинклинали

A. Линейные

1. Океанические (восточно-азиатский тип)
2. Окраинно-континентальные (индийский тип)
3. Межконтинентальные (средиземноморский тип)
4. Внутриконтинентальные (уральский тип)
5. Околосредиземноморские шельфовые (атлантический тип) ?
6. Эпикратонные (верхооянский тип) ?

B. Мозаичные

7. Континентально-блоковые (алтае-саинский тип)
 - а) межъядерные (саинский подтип)
 - б) межблоковые (байкальский подтип)
8. Континентально-мозаичные (казахстанский тип)
 - а) полного развития (чингизский подтип)
 - б) редуцированного развития (северо-прибалхашский подтип)
 - в) авлакогенали (ишим-каратасусский подтип)
9. Петельчатые протогоосинклинали — зеленокаменные пояса (тип Русской платформы)

II. Геосинклинальные прогибы короткого периода развития

1. Шовные прогибы (сибирский тип)
2. Рифтовые прогибы (сауксанский тип)
3. «Континентальные» геосинклинали или террагеосинклинали (среднеазиатский тип)
4. Авлакогены (доббасский тип)

вой) прогиб, островную дугу, тыловой прогиб, краевой вулканический пояс. Внешние прогибы, часто далеко выступающие в океан, названные Н. А. Богдановым талассогеосинклиналями, соответствуют выходам глубинной зоны Заварицкого — Беньофа, контролирующей развитие всей геосинклинальной системы. Поэтому система названа океаническим типом, хотя большая ее часть размещается в пределах краевых морей и окраин континентов. Система включает широкую гамму магматических пород от ультрабазитов и базитов, а также плагиогранитов во внешних прогибах через андезито-дацито-диоритовую формацию в островных дугах до липаритов и нормальных гранитов в краевых вулканических поясах. Соответственно разнообразны и полезные ископаемые, среди которых наибольшее практическое значение имеют медно-колчеданные и полиметаллические месторождения, медно-молибдено-порфиновые руды, месторождения цветных и редких металлов.

Андийский тип геосинклиналей также асимметричен и связан обычно с более полого падающими зонами Заварицкого — Беньофа. Он развивается вдоль краев материков с мощной (до 70 км) континентальной корой, чем обусловлен преимущественно андезитовый (с повышенными содержаниями кремнезема и щелочей) и кислый магматизм. Базальты и ультрабазиты в такого типа геосинклинальных системах имеют очень подчиненное значение, зато там формируются большие массы липарито-дацитовых игнимбритов и других кислых магматических пород. В андийском типе весьма многочисленны медно-молибдено-порфиновые и полиметаллические месторождения.

Средиземноморские геосинклинали регенерированы в связи с развитием глубинных разломов, в том числе типа зон Заварицкого — Беньофа, на более древних складчатых сооружениях, с чем связаны частичное замещение в системах инициальных базальтов андезитами, а также многочисленность срединных массивов и сложность конфигурации отдельных прогибов. Расположение последних между жесткими массивами объясняет интенсивную складчатость с развитием надвигов и покровов. Влияние сиалической коры основания проявляется обычно быстрой сменой инициальных базальтовых или андезитовых лав относительно кислыми магматическими продуктами. Краевые вулканические пояса имеют рассредоточенный характер, размещаясь узкими извилистыми зонами между срединных массивов и лишь в местах пересечения разломов образуя более крупные узлы. Наибольшее развитие в системе имеют руды, связанные с андезитами, ультрабазитами и щелочными комплексами.

Особенности геосинклинальных систем ураль-

ского типа в значительной степени определяются тем, что их заложение было связано с развитием рифтов. Отсюда неполная двусторонняя симметрия системы, особенно большие масштабы базальтового и ультрабазальтового магматизма и широкое развитие руд фемического профиля. Не столь отчетливо, как в других системах, здесь проявляются глубинные разломы типа зон Заварицкого — Беньофа, внешние эвгеосинклинальные прогибы, островные палеодуги, тыловые прогибы, краевые вулканические пояса.

Два остальных типа ортогеосинклиналей, имеющих некоторые общие черты — околомагматические шельфовые (атлантический тип) и эпикратонные (верхоянский тип), выделены в качестве ортогеосинклиналей условно. Многие авторы не без оснований относят их к миогеосинклиналям [25]. Р. С. Диец и Д. К. Холден [53] назвали атлантические шельфовые структуры миогеосинклиналями за их клиновидную форму. Однако в атлантическом типе возможно наличие и эвгеосинклинальной зоны, судя по полосовой положительной магнитной аномалии, протягивающейся в Атлантическом океане вблизи западного берега. К. Л. Дрейк и др. [54] предполагают, что эта аномалия связана с эвгеосинклинальными магматическими породами. В пользу предположения о существовании эвгеосинклинальных зон у шельфовых геосинклиналей атлантического типа говорит присутствие подобных зон у их возможных палеозойских и протерозойских аналогов. В качестве таковых Р. С. Диец и Д. К. Холден [53] выделяют Аппалачи, Гренвильский складчатый пояс, серию Витватерсранд Южной Америки. Мощность пород во всех этих складчатых образованиях, как и в атлантических шельфовых геосинклиналях, увеличивается в сторону океана, а затем клинья осадочных пород резко прерываются глубинными разломами, за которыми находятся типичные эвгеосинклинальные образования с базальтами, ультраосновными породами, кремнистыми сланцами.

Сходство атлантических шельфовых отложений с образованиями краевых и перикратонных прогибов, в частности содержание в тех и других таких полезных ископаемых, как уголь, соль, вызывает вопрос: не представляет ли область атлантического шельфа с мощными отложениями край платформ, прорванный при геосинклинальном процессе, охватывающем и прибрежные части Атлантического океана? Вопрос этот пока не может быть решен.

Что касается верхоянского типа, то новые данные по Верхоянью, обобщенные в монографии В. И. Коростелева [25], говорят о большем развитии там глубинных разломов и сопряженных с ними магматических пород, чем раньше считалось. Сравнительно разнообразны

Линейные ортогеосинклинали

Характеристика	Линейные ортогеосинклинали			
	Океанические (восточно-азиатский тип)	Окраинно-континентальные (андийский тип)	Межконтинентальные (средиземноморский тип)	Внутриконтинентальные (уральский тип)
1	2	3	4	5
Расположение по отношению к континентам	В океане, чаще в относительной близости к берегам континентов	Непосредственно у края континентов	Между двух континентов	Внутри континентов в рифтовой впадине
Форма, размеры	Дугообразная (радиусы дуг 1000—2500 км)	Почти прямолинейная, протяженность до многих тысяч километров	Дугообразная, усложненная многочисленными срединными массивами	Почти прямолинейная, с несколькими редкими изгибами; протяженность до многих тысяч километров
Тип земной коры основания	Эвгеосинклинальной зоны — часто океаническая, миогеосинклинальной — континентальная и переходная	Континентальная большой мощности (до 50—70 км)	В ранних циклах иногда океаническая, в поздних — континентальная; часто утоненная континентальная	Океаническая (вторичная), местами с реликтами континентальной
Последовательность расположения структурных элементов геосинклинальной системы	О — Ж — Вш — Вн — М(?) — Т — ВП — К*	О — Ж — Вш(?) — Вн — ВП — Т — К	К — ВП — Т — Вн — М — Вш — Т — К	К — Т — Вн — Б — Вш — Б — Вн — Вп — К
Наиболее развитые формации	Ультрабазитовая, спилито-кератофировый комплекс формаций; андезитовая, флишодного-граувакковая, туфовый флиш, вулканогенные молассы. Плагииграниты, диориты, гранит-порфиры	Щелочно-андезитовая, игнимбритовая, молассы. Интрузии гранитоидов	Ультрабазитовая, андезитовая, «блестящих сланцев» (аспидная), флишевая, молассы	Спилито-кератофировый и сиенито-диабазо-порфиновый комплексы формаций, порфирировая (метаандезитовая) формация, флиш. Крупные интрузии гипербазитов, плагииграниты
Типичные руды	Ti, Cr, Ni, Co; пропильтитовый рудный ряд с Cu, Mo, Zn, Pb, Sb, As, Hg, S, Sn, W	Cu — Mo и Cu (порфиновые руды), полиметаллические месторождения, Hg, S	Cr, Ni, Co, Cu — Mo, полиметаллические месторождения, Hg — Sb	Cr, Ni, Co, Fe, Cu, Zn, As и др.
Другие особенности	Преобладающий андезитовый состав пород с соответствующим профилем руд	Обилие игнимбритов. Общій среднекислый состав пород и нередко повышенная их щелочность	Множественная регенерация геосинклинальных структур. Преобладание вулканитов среднего состава и соответствующего состава руд	Преобладание пород и руд фемического профиля. Залегание в низах разреза рифтогенных фаций
Примеры	Курило-Камчатская дуга	Анды	Восточные Карпаты	Урал

Примечание. О — океан, К — континенты, М — срединные массивы, Б — зоны Заварицкого — Бенюфа, Ж — океанические прогибы (дуги), Т — тыловые прогибы, ВП — краевые вулканические пояса, З — зеленокаменные прогибы.

типов ортогеосинклиналей

		Мозаичные ортогеосинклинали			
Околосоматические шельфовые (атлантический тип)?	Эпикратонные (верхоянский тип)?	Континентально-блоковые (алтае-сайянский тип)	Континентально-мозаичные (казахстанский тип)	Петьчатые протогоосинклинали — зеленокаменные пояса (тип Русской платформы)	
6	7	8	9	10	
<p>Вдоль берега океана на шельфе и континентальном склоне</p> <p>В виде ломаной линии протяжением многие тысячи км.</p> <p>Сокращенная континентальная, на океанических окраинах океаническая</p> <p>О — Вш(?) — Т — К — Б</p> <p>Шельфовая терригенная, дельтовая терригенная, эвапоритовая, карбонатная, диабаз-базальтовая</p> <p>Угли, соли</p> <p>Небольшое количество магматических пород. Преобладание мелководных морских, терригенных, известняковых и эвапоритовых отложений. Широкое участие дельтовых осадков</p> <p>Атлантическое побережье Северной Америки, южный край Австралии</p>	<p>Внутри континентов</p> <p>Широкие (десятки км), протяженные (до сотен км) дугообразные с субпараллельными глубинными разломами. Сочетание блоков, изометричных и линейных структур</p> <p>Континентальная (утолщенная)</p> <p>К — ВП(?) — Т — Вн(?) — Вш(?) — М</p> <p>Терригенная песчано-сланцевая, карбонатная, флишеидная, андезитовая, базальтовая, габбро-диабазовая, интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов</p> <p>Стратиформные медные и полиметаллические, медь-никелевые, полиметаллические жильные м-ния, железистые кварциты</p> <p>Амагматичность ранней стадии развития. Преимущественное развитие терригенных песчано-сланцевых толщ. Интенсивный магматизм в позднюю стадию развития. Территориальная сопряженность с крайними вулканоплутоническими поясами. Длительность прогибания, большая протяженность прогибов</p> <p>Верхоянье, герциниды Западной Европы, Гималаи (?)</p>	<p>Внутри континентов между сиалическими ядрами и тектоническими блоками</p> <p>Ячеистая, с величиной в поперечнике чаще в сотни и первые тысячи км</p> <p>Континентальная и океаническая (контрастное сочленение)</p> <p>М — Т — Вш — Вн — Т — М</p> <p>Гипербазитовая, спилито-кератофировый комплекс, андезитовая, субщелочная, дацитопипаритовая, карбонатная формации</p> <p>Сг, Ti, Ni, Co, Cu, Mo, полиметаллические месторождения, W, Sn, редкометалльные месторождения</p> <p>Резкая контрастность состава магматических пород и руд: с одной стороны фекаических, с другой — салических</p> <p>Алтае-Саянская область, Прибайкалье</p>	<p>Внутри континентов на срединных массивах и вдоль глубинных разломов</p> <p>Мозаичная, полигональная с величиной сторон в сотни и первые тысячи км</p> <p>Континентальная, местами вторичная океаническая</p> <p>М — ВП — Т — Вш — Т — ВП — М</p> <p>Гипербазитовая, тоелит-базальтовая, андезитовая и андезит-базальтовая, трахидацитовая, липаритовая, игнимбритовая, известково-терригенная, флишевая, молассовая</p> <p>Сп, Мо, полиметаллические месторождения, редкометалльные месторождения, Fe — Mn</p> <p>Развитие формаций позднегеосинклинального и орогенного этапов. Нередкое присутствие рифтогенных образований</p> <p>Центральный Казахстан</p>	<p>?</p> <p>Изометричные или петьчатые (среди небольших срединных массивов)</p> <p>Океаническая или неореальная, с сокращенной мощностью</p> <p>М — Вг — З — Вг — М</p> <p>Зеленокаменные осадочно-вулканогенные комплексы (базальт-андезит-дацит-липаритовые). Дреспилитовая, граувакковая, аспидная формации. Туфовый флиш. Ультратетраметаморфические породы. Ультрабазиты. Гнейсы и кристаллические сланцы</p> <p>Железные руды, высокоглиноземное сырье. Колчеданные руды, фосфориты</p> <p>Преобладание приразломных осадочно-вулканогенных толщ. Слабая литофациальная дифференциация. Слабое проявление магматизма поздних стадий. Тоналитовый фундамент. Присутствие коматитов и высокомагнезиальных базальтов</p> <p>Русская платформа, Канадский щит</p>	

нические желоба (фронтальные прогибы), Вг — вертикальные глубинные разломы, Вш — внешние прогибы (дуги), Вн — внутрен-

и рудные полезные ископаемые этого типа, включающие месторождения полиметаллические и цветных металлов, стратиформные залежи меди, цинка, свинца и др. Устанавливается полициклическое развитие и последовательное усложнение структур при удалении от Сибирской платформы. Лишь непосредственно примыкающие к платформе рифейские отложения можно считать миегеосинклинальными образованиями. Некоторая условность и этого определяется широким распространением в рифее, особенно верхнем, по данным В. А. Ян-Жин-Шина [49], базальтов, небольших интрузий и протяженных силлов габбро-диабазов. Все это показывает, что верхоянский тип нельзя считать, как это было принято раньше, простой моноциклической эпикратонной миегеосинклиналью. По мере углубления исследований здесь, возможно, выявятся и эвгеосинклинального типа образования подобно тому, как в Верхояно-Чукотской области «неожиданно» была обнаружена эвгеосинклинальная Алазейско-Олойская система. Но общая характеристика верхоянского типа вряд ли значительно изменится: сиалическое основание обуславливает в нем преимущественное развитие позднего сиалического магматизма в ущерб раннему фемическому.

К верхоянскому типу близки образования пояса Миллард Кордильер, структуры герцинид Западной Европы и позднемезозойско-кайнозойские сооружения Гималаев. Пояс Миллард сопровождается эвгеосинклинальной зоной Фрэзер. В Гималаях также в последние годы установлены проявления вблизи шва Инда эвгеосинклинальных условий в двух примерно одновозрастных поясах. Пояс Понгонт характеризуется известково-щелочными вулканидами островодужного типа, пояс Зилдат — базальтами, ультрабазитами, глаукофановыми сланцами, свойственными приразломным эвгеосинклиналям [52].

В хорошо изученных герцинских геосинклинальных образованиях Европы дальнейшие работы вряд ли дадут что-либо неожиданное. Широкое распространение в них сиалического гранитоидного магматизма при недоразвитости раннегеосинклинального базитового объясняется, кроме регенерации западно-европейских геосинклиналей на континентальной коре, тем, что герцинский цикл завершает каледонско-герцидский мегацикл, почему базитовый и ультрабазитовый магматизм развит там преимущественно в каледонидах.

Геосинклинали верхоянского типа, судя по многим их особенностям, могли формироваться преимущественно на шельфе. Возможно, в будущем окажется возможным присоединить их к атлантическому шельфовому типу.

Среди мозаичных геосинклиналей, залож-

ние и развитие которых связано так же, как и линейных, с глубинными разломами, выделено три типа: континентально-блоковые (алтае-сааянский тип), континентально-мозаичные (казахстанский тип) и протогоеосинклинали с зеленкаменными поясами (тип Русской платформы).

Алтае-сааянский тип геосинклиналей (складчатых областей) выделен П. Ф. Иванкиным и А. П. Щегловым [23] на примере структур Алтае-Саянской области. Особенностью их является расположение эвгеосинклиналей (преимущественно пошного типа) между массивами, представляющими ядра сиализации (сааянский подтип). Другой — байкальский подтип описан недавно Л. И. Красным в его книге о геологии зоны БАМ [28]. Подтип характеризуется нахождением геосинклинальных прогибов («симатических рвов» по Л. И. Красному) между сиалических глыб, представляющих тектонические блоки древних пород.

Континентально-мозаичные геосинклинали (складчатые области) охарактеризованы казахстанскими геологами [18]. Для них характерна полигональная форма срединных массивов, разделяющих геосинклинальные «ветви». Выделяемые здесь три подтипа представляют последовательный ряд структур от зональных геосинклиналей полного развития с большим суммарным прогибанием и мощным вулканизмом (чингизский подтип) через геосинклинали редуцированного развития с обычным отсутствием начальных геосинклинальных магматических продуктов (северо-прибалхашский подтип) к геосинклинальным системам — авлакогеналям, представляющим, по существу, комплексы авлакогенных прогибов (ишим-каратауский подтип). Своеобразие последнего подтипа в том, что он сочетает признаки геосинклиналей (линейность, большая протяженность, проявления вулканизма, полная складчатость) и платформенных структур (малая мощность венд-палеозойских разрезов при отсутствии несогласий, господство осадочных, в том числе глинисто-карбонатных отложений и др.). Системы разломов, с которыми связаны континентально-мозаичные геосинклинали, как установлено геофизическими исследованиями, мантийные. Вдоль разломов в геосинклиналях первого и третьего подтипов распространена кремнисто-силико-диабазовая формация с ультраосновными интрузиями перидотитового и пироксенитового составов.

Соответственно с различными комплексами магматических пород, свойственными мозаичным ортогоеосинклиналям, металлогения их разнообразна и включает почти всю гамму металлов от сидерофильных до крайних литофильных (хром, никель, кобальт, медь, молибден, свинец, цинк, олово, вольфрам и др.).

Некоторая доля условности есть в отнесении к ортогеосинклиналям протогеосинклиналей, которые во многих случаях могли не иметь полного латерального ряда структурно-формационных зон, присущего ортогеосинклиналям. Выделение типов протогеосинклиналей пока сопряжено с большими трудностями, если и вообще возможно. Геосинклинальные процессы начали играть большую роль с протерозоя, возможно, с позднего архея. Общая эволюция геосинклинальных структур, очевидно, шла в направлении от мозаичных типов к линейным. Полные линейно-зональные ряды структурно-формационных зон могли сформироваться лишь в геосинклинальных системах линейного типа. Однако имеются данные о наличии в протерозойских геосинклиналях кроме эвгеосинклинальных зон (зеленокаменных поясов) также и миеосинклиналей. Последними могли быть обширные брахисинклинальные структуры на устойчивых массивах, выполненные осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, в том числе джеспилитами. На сопряжениях зеленокаменных поясов с устойчивыми блоками, возможно, развивались эмбриональные формы краевых вулканических поясов (зоны «диасхизиса» Ч. Б. Борукаева [16]). Содержание андезитов в протерозойских и позднеархейских толщах указывает на возможное существование еще в позднем архее островных дуг.

Древние руды отличаются сравнительно малой дифференцированностью составов и преимущественным содержанием сидерофильных и халькофильных элементов. Большую ценность, по-видимому, представляют архейские и протерозойские стратиформные рудные залежи. В салических зонах известны проявления олова, вольфрама, свинца, цинка [47].

Протогеосинклинали с зеленокаменными поясами можно назвать типом Русской платформы, которая в протерозое представляла серии блоков архея, в сочленениях которой развивались складчатые системы, представленные преимущественно зеленокаменными поясами*. Сходно развивалась в протерозое и Сибирская платформа [17].

Общая особенность протогеосинклиналей — большая продолжительность циклов их развития. Характерно также широкое проявление процессов гранитизации, сопровождавшихся подъемом гранитных и гнейсовых куполов. Заложение поясов, а возможно и их дальнейшее развитие было тесно связано с рифтогенезом, на что указывает присутствие в них щелочно-ультраосновных пород. Общая последовательность пород в рифтах-трогах Алдано-Станового

* Некоторые авторы [29] считают, что зеленокаменные пояса предшествовали протогеосинклиналям и формировались преимущественно в архее.

щита от основных вулканитов с гипербазитами в нижней части через железисто-кремнистую (или карбонатную), черносланцевую (или флишевую) формации до моласс, по мнению Е. М. Аксенова и др., дает возможность полагать, что рифты «переросли в своем развитии в своеобразные геосинклинальные трог» [1, с. 7].

Что касается исходного материала первичной коры, то более вероятен его базитовый характер. Помимо многочисленных свидетельствующих об этом фактов, базитовый состав коры согласуется и с геогенетическим законом (филогенеза-онтогенеза), согласно которому последовательность процессов в частных циклах (обычно начинающихся с базальтового магматизма) в известной мере повторяет последовательность их в общей истории Земли. Согласуется с этим законом и то, что орогенные элементы в структурах протерозоя и позднего архея играют значительно меньшую роль чем в фанерозое. В каждом цикле развития снижалась роль ранних этапов геосинклинального процесса и повышалось значение орогенеза.

Кроме ортогеосинклиналей в классификации выделена группа геосинклинальных прогибов короткого периода развития: шовные прогибы (сибирский тип), неинверсионные рифтовые прогибы (сауксанский тип), континентальные геосинклинали или террагеосинклинали (среднеазиатский тип), авлакогены (донбасский тип).

Шовные прогибы широко распространены в докембрийских образованиях Сибири, откуда и дано наименование этому типу. Все в больших количествах они устанавливаются и в фанерозое. Несмотря на очень пеструю характеристику шовных прогибов, все же намечаются некоторые их общие особенности: связь с глубинными разломами, совпадение времени их развития с существованием сопряженных крупных геосинклиналей, большая протяженность прогибов (до многих сотен километров) при сравнительно незначительной ширине (часто несколько десятков километров), значительная мощность отложений (от 6—8 до 12—14 км), протяженные пояса ультрабазитов и базитов, частое присутствие черных сланцев, редкость гранитоидов при обычном присутствии различных вулканических пород до кислых включительно, преимущественно сидерофильная и халькофильная минерализация [2]. А. М. Лейтес и В. С. Федоровский [30] предполагают, что шовные геосинклинали могут в последующем переходить в авлакогены.

Рифтовые прогибы часто причисляются к шовным в связи с тем, что они также протягиваются непосредственно вдоль глубинных разломов, обычно парных. В докембрий значительная часть, если не большинство, геосинклинальных прогибов представляла рифтовые

троги. В фанерозое эволюция некоторых геосинклиналей также, по-видимому, прекращалась на стадии рифтов. Поэтому включение неинверсионных рифтовых прогибов в число геосинклинальных структур правомерно. Под наименованием рифтовой геосинклинали описана В. В. Нарыжневым и В. М. Стебловой [35] герцинская Калайхумб-Сауксайская зона Северного Памира. Заложение ее происходило при расколе и растяжении коры континентального типа. На ранней стадии ее развития накопилась спилито-диабазовая формация мощностью 1800 м, местами сменяющаяся латерально диабаз-кварц-кератофировой. Выше лежит формация андезито-базальтов (1400—1900 м), еще выше — андезито-дацитовая формация (более 1500 м). Интрузивные породы представлены габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами. Имеются небольшие интрузии плагиоклазовых гарцбургитов. Общая протяженность структуры около 350 км.

Континентальные геосинклинали, выделенные Г. Штилле и названные впоследствии Ю. А. Косыгиным и И. В. Лучицким «террагеосинклиналями», образуются на слабо приподнятых над уровнем моря участках средних массивов или платформ. Они распространены в Средней Азии, Северном Афганистане, Центральном Иране и в других районах [3]. Отнесение этих структур к категории геосинклиналей оправдывается связью их с глубинными разломами, большой мощностью отложений, частично морские содержания в различных количествах магматических пород. По тем же признакам (а также из-за трудности разграничения платформенных и геосинклинально-орогенных шовных структур) к геосинклинальным структурам условно отнесены и авлакогены.

Вариации перечисленных типов геосинклиналей (линейных и мозаичных ортогеосинклиналей), прогибов короткого периода развития) могут быть отмечены путем дополнительной характеристики их по различным признакам: по характеру фундамента геосинклинали можно подразделять на энсиматические (первичные) и энсиалические (вторичные); по полноте развития — на геосинклинали полного развития и редуцированного развития; по современному состоянию развития — на «зрелые» и «незрелые»; по периодичности развития — на моноклинические и полициклические; по обращенности и необращенности — на инверсионные и неинверсионные; по отношению к более ранним структурам — на унаследованные, наложенные и регенерационные [43]; по строению — на симметричные и асимметричные; по характеру металлогении — на типы А, Б, С, Д. Известное деление геосинклиналей В. И. Смирнова [40] с учетом особенностей металлогении

на типы А, Б, С, Д в общем согласуется с предлагаемой классификацией: А соответствует уральскому типу, Б — средиземноморскому, С — алтае-сайскому, Д — верхоянскому.

Кажется полезным пользоваться для более полной характеристики геосинклиналей (особенно с коротким периодом развития) наименованиями режимов, определяющих то или иное направление их развития, выделяя режимы: ортогеосинклинальный (т. е. как эв-, так и миогеосинклинальный), эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный, парагеосинклинальный. Под последним понимается режим, промежуточный между геосинклинальным и платформенным [4]. Предложение Ю. М. Пуцаровского о выделении промежуточной между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями градации, именно миктогеосинклиналей, кажется неудачным. В некоторых эвгеосинклиналях мало вулканических пород, но они характеризуются типичными эвгеосинклинальными формациями: флишево-граувакковой, кремнисто-сланцевой и др. Можно согласиться с исследователями, считающими, что классификацию геосинклиналей нельзя строить с использованием одного магматического признака [25, 58].

Некоторые авторы выделяют из категорий геосинклиналей специфические, по их мнению, структуры, также характеризующиеся большой мощностью отложений, подвижностью и проницаемостью. Это геотектоногены Г. Н. Щербы [50] и лиминары Ж. Обуэна [51]. Анализ показал, однако, несправедливость отграничения описанных ими структур от геосинклиналей. Специфичность «геотектоногенов» обусловлена их формированием на мощной сиалической коре. Поэтому опять-таки, согласно геогенетическому закону, оказались редуцированными ранние этапы геосинклинального развития и резко выраженными поздние, орогенные, и лишь это отличает геотектоногены от обычных ортогеосинклиналей. Все прочие особенности геотектоногенов указывают на их принадлежность к геосинклинальным структурам: определяющее значение глубинных разломов для развития прогибов, цикличность развития, смена начального растяжения сжатием, начало развития линейных тектоногенов в виде вулканических трогов с основными и ультраосновными магматическими породами, перемещение магматических очагов с глубин к поверхности в течение тектоно-магматического цикла, горизонтальная миграция подвижных поясов и др. [13].

Лиминарные структуры, якобы отличные от геосинклиналей (хотя и переходящие по простиранию в геосинклинали), выделены Ж. Обуэном на примере Анд. С лиминарами сравнивает свои «андезитовые геосинклинали» В. Ф. Белый. Последние исследования в Юж-

ной Америке, однако, позволили проще объяснить особенности геологий Анд без выделения особых типов подвижных областей, не укладывающихся в обычные представления о геосинклиналях [12, 31, 39].

Сложную проблему представляют взаимоотношения геосинклиналей с кольцевыми структурами. Последние, без сомнения, представляют образования различного происхождения (связанные с падением метеоритов, вулканические и др.). При этом если в фанерозое кольцевые структуры обычно хорошо «вписываются» в соответствующие вулканические и другие зоны геосинклиналей, то в догеосинклинальную стадию Земли гигантские кольцевые структуры по аналогии с Луной и другими планетами, по-видимому, имели самостоятельное значение, образуя лавовые «моря» и сложные кратеры.

В некоторой степени загадочными до настоящего времени остаются овалы на древних платформах размером до 1000 км и более в поперечнике, в какой-то мере определяющие конфигурацию протерозойских геосинклинально-складчатых областей. По своей природе они могут представлять крупные депрессии гранулит-базитового фундамента или сиалические массивы длительного формирования, родственные архейским гранитным куполам. Сходные образования в Восточном Забайкалье объясняются В. Г. Гладковым и др. [14] разуплотнением подкорового вещества и процессами гранитизации.

Вспоминается интересное устное высказывание Г. П. Воларовича о преобладании в структурах Земли двух мотивов, представленных моделями кристалла и капли. Проявления первого мотива, кроме кристаллического вещества, — разломы, системы планетарной трещиноватости, трещины кливажа и др., второго — сферы Земли, вулканы, кольцевые структуры, коллоидные стяжения и пр. Можно думать, что в эволюции Земли (в том числе и в общем развитии геосинклиналей) преобладавшие сначала сферические мотивы капли постепенно уступали место линейным мотивам кристаллов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее значительными достижениями геосинклинальной теории в последние десятилетия были представления о непосредственной связи геосинклинального развития с глубинными процессами и понимание островодужных комплексов как современных геосинклиналей.

Уточнение понятия «геосинклиналь» вызвало необходимость подхода к ним как к системам,

характеризующимся закономерно построенными латеральными рядами структурно-формационных зон. Так как каждая зона отличается от другой свойственным лишь ей рядом геологических (и рудных) формаций, классификация геосинклиналей в целом по вещественному составу выполнения сделалась невозможной или, во всяком случае, затруднительной. Существование многочисленных классификаций геосинклиналей (часто противоречащих одна другой) по различным другим признакам не было лучшим выходом.

Между тем развитие концепций тектоники плит вызвало к жизни многочисленные термины, определяющие, главным образом с морфологической и геодинамической стороны, различные элементы дна океана и прибрежных районов континентов.

Это еще больше обострило положение, так как налицо оказалась двойственность тектонической терминологии, разработанной, с одной стороны, по отношению к океану, с другой — применительно к условиям континентов. Сравнение геологических процессов в пределах континентов и океанов, в принципе одинаковых, показывало, что в этом нет необходимости.

Оставалось выбрать тот или иной вариант терминологии с учетом полезности его для науки и практики и оценкой возможностей его развития. Вариант сторонников тектоники плит оказался не лучшим, так как строился на отрицании каких-либо тектонических закономерностей, что вносило в каждый процесс, в каждое явление элемент случайности. Применительно к классификации геосинклиналей это грозило выделением бесчисленного множества плохо охарактеризованных типов. Классификация геосинклиналей сторонников тектоники плит имели к тому же еще и другие недостатки. Например, нечеткими были критерии выделения геосинклиналей («всякая область накопления осадков большой мощности — геосинклиналь»). Слишком пестрой была терминология, применяемая к геосинклиналям и их отдельным зонам. Отсутствовало ранжирование объектов. Геосинклиналями назывались и островодужные комплексы в целом («тип островной дуги»), и отдельные их элементы («тип Японского моря»), и т. д.

Поэтому классификацию геосинклиналей оказалось целесообразно строить с учетом всего ранее достигнутого наукой в отношении понимания геосинклинального процесса. Главными факторами, определяющими тот или иной характер геосинклинальных систем, оказались тип земной коры основания и глубинные процессы, воздействующие на кору и вещество верхней мантии и выносящие продукты к поверхности посредством глубинных разломов. По этим принципам автором и была дополнена

ранее опубликованная им классификация геосинклиналей [13].

Недостаток предлагаемой классификации — ее слишком общий характер. Если уральский или андийский типы довольно четко индивидуализированы, то, например, «средиземноморский тип» явно представляет собирательный термин, обобщающий разнообразные структуры.

Средствами дальнейшей конкретизации классификации могут быть формационный анализ геосинклинального выполнения и тщательное сравнение геосинклинальных систем в отношении полноты или неполноты их зональных рядов и степени развития отдельных структурно-формационных зон. Большое значение в отношении металлогении, по-видимому, имеют количественные соотношения в геосинклинальных системах продуктов начального (базитового) и гранитоидного (инверсионного и орогенного) магматизма.

Пристального внимания исследователей заслуживает выяснение взаимоотношений геосинклинальных и рифтовых процессов и уточнение представлений о природе аэлакогенов.

Трудную, но важную задачу представляет расчленение древних подвижных зон, пока рассматриваемых здесь суммарно.

Чтобы классификации геосинклиналей лучше служили целям прогнозирования и поисков полезных ископаемых, нужно получить отчетливые представления, какие рудно-магматические системы соответствуют тому или другому типу и подтипу геосинклиналей. Большая аналитическая работа в этом направлении выполнена геологами ВСЕГЕИ во главе с Д. В. Рундквистом [38], охарактеризовавшими типовые обстановки проявления различных рудных формаций. Дальнейшая задача заключается в синтезе этого материала, в выделении *рудно-магматических систем* с пространственно-генетическими рядами рудных формаций, свойственных различным структурно-формационным зонам разнотипных геосинклиналей. Это даст возможность успешно искать недостающие рудные «звенья».

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов Е. М., Вафин Р. Ф., Хайдаров Р. А. Сравнительный формационный анализ троговых структур западной части Патома-Алдано-Станового щита.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983.
2. Алтухов Е. Н. Шовные структуры байкалид Сибири.— ДАН СССР, 1978, т. 245, № 4.
3. Архипов И. В. Континентальные мезозойские геосинклинали.— Геотектоника, 1975, № 6.
4. Белоусов В. В. Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978.
5. Белоусов В. В. Переходная зона между континентами и океанами. М.: Недра, 1982.
6. Богащиков О. А., Борсук А. М., Ковалецко В. В. Магматизм складчатых областей и связанная с ними рудная минерализация.— В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тез. VI петрографического совещания. Л., ВСЕГЕИ, 1981.
7. Боголепов К. В. Типы современных геосинклиналей.— Геол. и геофиз., 1974, № 5.
8. Буллард Э. К. Обзор представлений о тектонике плит.— В кн.: Нефтеносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978.
9. Власов Г. М. Асинхронно ли развивались западно-тихоокеанские и средиземноморские геосинклинали?— Сов. геол., 1976, № 8.
10. Власов Г. М. О геологической сущности процессов активизации.— Геотектоника, 1979, № 6.
11. Власов Г. М. Эволюция зон Бенъофа в геосинклинальном процессе.— ДАН СССР, 1979, т. 245, № 3.
12. Власов Г. М. О структурном положении зон андезитового вулканизма.— Тихоокеанская геол., 1983, № 3.
13. Власов Г. М., Борисов О. Г. и др. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
14. Гладков В. Г., Мурашев А. И., Томилов Б. В. Блоково-купольный тип тектонических форм (на примере структур Восточного Забайкалья).— ДАН СССР, 1974, т. 249, № 4.
15. Горшков Г. С. Островные дуги и океанические хребты — вулканизм и геофизические поля.— В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967.
16. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977.
17. Ероменко В. Я. Сравнительная характеристика фундамента Русской и Сибирской платформ.— В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1981.
18. Есенов Ш. Е., Каюпов А. К. и др. Эволюция палеозойского вулканизма и оруденения казахстанской части Урало-Сибирского геосинклинального пояса.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1973.
19. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Избр. труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1986.
20. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналах и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Наука, 1972.
21. Иванкин П. Ф. О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектоно-магматического развития Алтае-Саянского региона.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области (Тр. СНИИГИМС, 1974, вып. 128).
22. Иванкин П. Ф., Фогиади Э. Э., Щеглов А. П. Модель тектоносферы Тихоокеанского подвижного пояса.— ДАН СССР, 1970, т. 192, № 5.
23. Иванкин П. Ф., Щеглов А. П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое (Тр. СНИИГИМС, 1971, вып. 128).
24. Карри Д. Р. Морские осадки, геосинклинали и орогения.— В кн.: Нефтеносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978.
25. Коростелев В. И. Геология и тектоника Южного Верхояния. Новосибирск: Наука, 1982.
26. Косыгин Ю. А. Выступление на научном семинаре в г. Хабаровске, посвященном перспективам

- развития геотектонических теорий и гипотез.— Тихоокеанская геол., 1982, № 4.
27. *Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1972.
 28. *Красный Л. И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
 29. *Кушев В. Г.* Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983.
 30. *Лейтес А. М., Федоровский В. С.* Геосинклинальные троговые структуры первого порядка в докембрии.— Геотектоника, 1968, № 3.
 31. *Ломизе М. Г.* Геотектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 5, вып. 3.
 32. *Максимов С. П.* Послесловие к русскому переводу книги «Нефтеносность и глобальная тектоника». М.: Недра, 1978.
 33. *Милановский Е. А.* Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
 34. *Мурагов М. В.* Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие.— В кн.: Проблемы региональной тектоники Европы. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 35. *Нарыжнев В. В., Стеблова В. М.* Ультрабазит-базитовые комплексы в Памире.— В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Тез. докл. всесоюзного симпозиума. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.
 36. *Несмеянов С. А.* Типы шовных зон Западного Тянь-Шаня и некоторые вопросы классификации шовных зон.— В кн.: Жизнь Земли (Сборник Музея земледования МГУ, № 6). М.: МГУ, 1970.
 37. *Пейве А. В., Штрейс Н. А. и др.* Палеовой Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., 1972, № 12.
 38. Рудоносность и геологические формации структур земной коры./Под ред. Д. В. Рундквист. Л.: Недра, 1981.
 39. *Пуцаровский Ю. М., Архипов И. В.* Тектонические аспекты Чилийских Анд.— Геотектоника, 1972, № 1.
 40. *Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1982.
 41. *Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдизского звена Монголо-Охотской складчатой области. Автореф. канд. дис. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1978.
 42. *Фишер А. Д.* Генезис история развития бассейнов.— В кн.: Нефтеносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978.
 43. *Хаин В. Е.* О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон.— Геол. рудных месторождений, 1962, № 4.
 44. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Наука, 1973.
 45. *Хаин В. Е.* Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. МГУ, 1974, № 2.
 46. *Хаин В. Е.* Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, их природа, строение и развитие по современным данным. Статья 2. Развитие геосинклинальных областей.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1981, № 7.
 47. *Черкасов П. Ф.* К проблеме трогов Алдано-Станового щита.— В кн.: Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1983.
 48. *Штейнберг Д. С.* Базальтоидный магматизм Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1969 (Тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Т. 3).
 49. *Ян-Жун-Шун В. А.* Геологическое строение и тектоническое развитие хр. Сетте-Дабана. Автореф. канд. дис. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1980.
 50. *Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса (по материалам Казахстана). Алма-Ата: Наука, 1970.
 51. *Auboin J.* Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines). Internat. Geol. congr., 24 sess., sect. 3. Montreal, 1972.
 52. *Contard M., King G., Windley B.* An island arc section in the Himalayas.— Nature, 1980, v. 284, N 5753.
 53. *Diétz R. S., Holden J. C.* Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.— The J. of Geology, 1966, v. 74, N 5.
 54. *Drake C. L., Ewing J. I., Stockard H.* The continental margin of the Eastern United States.— Can. J. Earth Sci., 1968, v. 5.
 55. *Lipman P. W., Prostka H. J., Christiansen R. L.* Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States. Pt. 1. Early and middle cenozoic.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1972, v. 211, N 1213.
 56. *Mitchell A. H., Reading H. G.* Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading.— J. Geology, v. 77, 1969.
 57. *Sengör A. M. C.* Eduard Suess' relations to the Pre-1950 schools of thought in global tectonics.— Geologische Rundschau, Bd 71, H. 2, 1982.
 58. *Trumpp R.* Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, N 6.

ИГиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
16 мая 1983 г.

Л. Ф. Мишин

ДИСКРЕТНОСТЬ СОСТАВОВ — ОСНОВА КЛАССИФИКАЦИИ И ПОКАЗАТЕЛЬ ГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Рассмотрены вариации химического состава, последовательности и характер сочетаний магматических тел и их ассоциаций (потоки, покровы, вулканы, группы вулканов, интрузивы, группы однофазных интрузивов, интрузивные серии). Показано, что на поверхности и на глубине отсутствуют закристаллизованные тела магматитов со значительной дифференциацией химического состава. Проведено сравнительное изучение трендов петрогенных окислов в рамках элементар-

ных магматических выделений, их сочетаний, объединяемых в породные группы, и общих трендов магматических серий, построенных по средним характеристикам. Установлено, что существует естественное разделение ряда магматических пород на четыре индивидуализированные по петрохимическим признакам породные группы: пикритовая (SiO_2 от 36 до 46%), базальтовая (SiO_2 от 46 до 56%), андезитовая (SiO_2 от 56 до 66%) и липаритовая (SiO_2 от 66 до 76%).

ВВЕДЕНИЕ

Химический состав ассоциаций магматитов определяется соотношением в них пород разной основности и уровнем содержания отдельных элементов, нормированных по определенному признаку (например, по содержанию SiO_2) и характеризующих принадлежность пород к той или иной петрохимической серии. Эти признаки по информативности и своей генетической сущности далеко не равноценны. Смещение их в форме средних характеристик ведет к потере информации. Серийные признаки обнаруживают четкую зависимость от тектонического положения или места пород в возрастной последовательности событий. Природа и информативность различных соотношений пород, отличающихся основностью, т. е. внутренней структура магматических серий, менее ясны. Последнему вопросу и посвящена настоящая работа.

ВАРИАЦИИ СОСТАВА И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Исследованиями последних лет выявлена исключительная сложность внутреннего строения вулканогенных комплексов, которая определяется резкой латеральной и вертикальной изменчивостью состава толщ и многократностью повторения в разрезах петрохимически близких пород. Эти результаты не согласовались с тра-

диционными представлениями о выдержанных на большие расстояния, не повторяющихся в разрезе, свитах и толщах. Однако, как бы подтверждая высказывание Ф. Бэкона о том, что «человеческий разум по своей склонности легче предполагает в вещах больше порядка и единообразия, чем их находит» [7, с. 118], возникают такие определения серий, как «контрастная», «бимодальная», «полимодальная», «последовательно дифференцированная», «завершенная» и «незавершенная» и т. п., которым присваивается статус естественности и определенное место в истории магматизма. В связи с этим была предпринята попытка проанализировать на хорошо изученных объектах последовательности напластования и вариации состава пород в пределах одного потока, отдельных покровов, отдельных вулканов и отдельных групп пространственно обособленных вулканических центров. Частично такой анализ был сделан ранее на примере Ульяновского прогиба Охотско-Чукотского пояса [22]. Однако в палеовулканических областях трудно в полной мере проследить латеральные соотношения пород. Поэтому в настоящей работе сделано обращение к материалам по вулканам из областей современного активного вулканизма, по которым в последние годы опубликованы полные монографические описания.

Вариации состава начальных и конечных порций одного потока, как правило, находятся в пределах точности химических анализов и для SiO_2 не превышают 1%. Немногочисленные исключения связаны со смешением магм и контаминацией боковых пород.

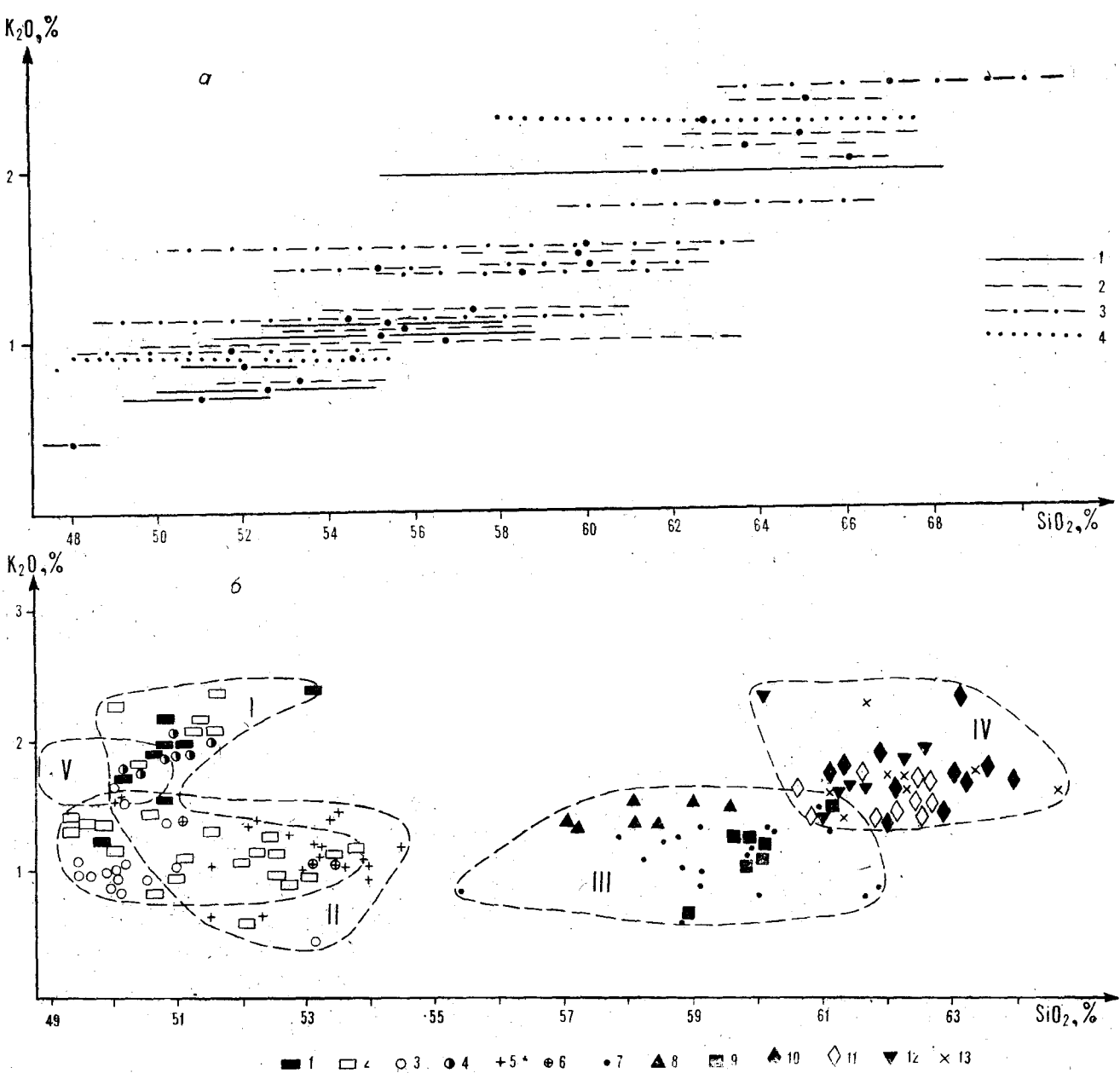


Рис. 1. Соотношение K_2O и SiO_2 в вулканитах Камчатки.

a — Карымская группа вулканов, 1—4 — средние содержания K_2O и SiO_2 (точка) и величина стандартного отклонения SiO_2 вулканов и пирокластических покровов четырех последовательных циклов вулканизма [10]. *б* — датированные лавы. I — Толбачинский дол: 1 — ареальная зона, 2 — Плоский и Острый Толбачики, 3—4 — Большое трещинное Толбачинское извержение, Северный (3) и Южный (4) прорывы [8, 31]. II — Ключевойской: 1 — терминальные и побочные извержения, 2 — лавы кратера Бюлюкай извержения 1938 г. [12, 13, 24]. III — Безымянный: 1—4 — время извержений: 1 — 1977 г., 2 — 1956 г., 3 — 1955, 1958 и 1961—1963 гг. [4, 14, 24, 28]. IV — Карымский: 1—4 — время извержений: 1 — 1935, 1961, 1964 и 1965 гг., 2 — 1962 г., 3 — 1963 г., 4 — 1970 г. [11, 16]. V — Алайд, Олимкийский прорыв 1972 г. [2, 5, 14].

Показателем химизма отдельных вулканических покровов могут служить вариации состава датированных продуктов извержений. Из графика (рис. 1, б) можно заключить, что изменение содержаний SiO_2 в лавах и пирокластике наиболее изученных активных вулканов Курило-Камчатской области незначительное и достигает максимум 5%. Причем спектр пород одного года и одного кратера близок спектру всех составов датированных лав. Большинство

исследователей отмечают, что незначительная корреляция химизма датированных лав отмечается лишь с такими факторами, как высота выводящих каналов, количество газов и периодичность поступления расплава, что однозначно указывает на внутриканальный характер дифференциации.

В пределах отдельных вулканических ареалов, включающих несколько пространственно сближенных вулканических построек (напри-

мер, Карымская группа вулканов [10]), обычно отмечается весь ряд пород от базальта до липарита (см. рис. 1, а). Но непрерывный однонаправленный тренд, характеризующийся накоплением K_2O с ростом кремнекислотности пород в Карымской группе вулканов, обусловлен суммарным эффектом отдельных вулканических построек. Вариации же состава пород в пределах вулканических построек далеко не равноценны. Одни вулканы образуют спектр пород в рамках одного класса, другие дают частичное или полное перекрытие двух смежных классов. Подобная петрохимическая автономность характерна и для других современных вулканов. При этом нередко близко расположенные вулканы изливают продукты, резко отличные по кремнекислотности. Например, в вулканической зоне Фуджи в Тихом океане на островах Сима, Мияке, Микуро в 1950—1951 гг. вулканы изливали базальтовые лавы, а на соседней группе островов (всего лишь в 3—15 км) — Нидзима, Сикине и Кодзу вулканические конусы сложены дацитами и липаритами [27].

В тех же случаях, когда вулканы образованы разнообразными по составу породами, то в них, как правило, резко выражена полимодальность распределения составов и отсутствует однонаправленная закономерная смена их во времени. В той же Карымской группе вулканов [10] каждый из конусов обладает своей петрохимической направленностью изменения состава пород. Это или хаотическое чередование пород разной основности, или намечающаяся в самом общем виде гомодромная или антидромная последовательность. Часто отмечается относительное постоянство химического состава продуктов извержений в течение всей истории существования вулкана или перемежаемость в разрезе потоков двух контрастных типов магм. Например, установлено, что в формировании конуса Малого Семьячика принимали участие две автономные магмы — базальтовая (SiO_2 от 47 до 51%) и андезито-дацитовая (SiO_2 от 58,5 до 66,8%), часто изливавшиеся параллельно и иногда образовывавшие гетерогенные лавовые потоки с частичным смещением [10]. Аналогичные контрастные близкоодновременные извержения с частичным смещением базальтовых и липаритовых магм широко известны в Исландии. Толбачинский вулкан дает пример сосуществования двух магм: магнезиальной слабощелочной и высокоглиноземистой щелочной при минимальной дисперсии содержаний SiO_2 [31]. Во время Большого трещинного извержения 1979 г. эти магмы извергались последовательно с образованием незначительного объема переходных разностей, обязанных своим происхождением процессу смещения [8]. По-видимому, «за некоторым исключением, развитие каждого вулкана не представляет собой

однонаправленное движение в гомодромном или антидромном направлении. Такой упрощенный путь скорее соответствует незавершенному или искаженному процессу» [10, с. 186]. Завершенным процессом, по мнению авторов цитаты, является изменение характера извержений от стадии пирокластических потоков к стадии вулканических конусов. Вулканический комплекс Карымской группы вулканов включает четыре стратиграфических уровня пирокластических отложений, что послужило основанием для выделения четырех ритмов вулканизма [10]. Оговорим, что под цикличностью (в нашем случае петрохимической) мы понимаем не любое повторение пород сходного химического состава, а повторение пород с направленным изменением состава от ранних порций к поздним. Выше было показано, что в строении отдельных вулканов отсутствует однонаправленность изменения состава продуктов извержений и, кроме того, разновозрастные вулканы характеризуются разными спектрами химического состава пород. Следовательно, не может быть речи о какой-либо преемственности в составах ареальных извержений пирокластических потоков и перекрывающих их отложений вулканических конусов, тем более, что состав самих пирокластических потоков варьирует от андезитов до липарито-дацитов. Кроме того, в озерных отложениях и в разрезах тефры подножий вулканов имеет место частое переслаивание кислой и основной пирокластики, что свидетельствует о возможности одновременного извержения магм, дающих пирокластические потоки и основные лавы конусов. Смена же во времени пирокластических покровов вулканическими конусами обусловлена, по-видимому, особенностями динамики извержений. Периоды покоя, предшествующие извержению игнибритов, могут способствовать накоплению газов, являющихся главной причиной игнибритовых извержений. В случае открытости системы кислая дегазированная лава не достигает поверхности, что должно приводить к образованию субвулканических и гипабиссальных тел или в лучшем случае — экструзивных куполов. Таким образом, если подходить к проблеме направленности и цикличности вулканизма лишь с точки зрения изменения во времени и в пространстве химического состава вулканических пород, то можно утверждать о независимом в пространстве и времени извержении продуктов различных в петрохимическом отношении дискретных типов магм, дифференциация которых по SiO_2 не превышает 5%. Эти выводы полностью согласуются с данными, полученными автором [23] по структуре и взаимоотношениям пород вулканогенных комплексов краевых поясов.

Однако вывод о полифелии магм распространяется только на близповерхностный и поверх-

ностный уровни проявления магматизма и не снимает предположения, что многообразие пород есть результат дифференциации ограниченного числа магм на более глубоких уровнях. Чтобы решить этот вопрос, был проанализирован характер дискретных отношений в интрузивных породах разной глубинности.

Интрузивные породы систематически отличаются от вулканических относительной распространенностью разных петрохимических классов. Если среди вулканических образований наиболее распространены базальты, то среди интрузивных резко преобладают граниты, хотя пределы колебаний петрогенных элементов в них те же, что и в вулканитах.

Интрузивные тела, как и вулканические породы, нередко создают на ограниченной площади сложные по составу многофазные мозаичные скопления родственных по сериальным признакам пород. Но столь же часто серии интрузивных пород образуются за счет разобщенных интрузивных тел и массивов узкого химического состава. Составы интрузивов в отдельных ареалах могут образовывать как весь ряд магматических пород в полном объеме, так и соответствовать лишь части одной из породных групп. Но опыт автора по картированию разноглубинных интрузивных образований на Буреинском кристаллическом массиве и анализ литературных данных позволяют утверждать, что составы отдельных интрузивных фаз не выходят за пределы состава одного класса одной породной группы. Для примера рассмотрим разноглубинные гранитоиды Западного Узбекистана, по которым имеется систематическое описание с большим количеством химических анализов [32]. Распределение SiO_2 в описываемых интрузивных сериях полимодальное с резким преобладанием гранитоидов (рис. 2, в). Интервалы содержания кремнезема в отдельных комплексах и сериях значительно варьируют, но в однофазных массивах не превышают 10%, а более чем в 90% случаев они меньше 5% (см. рис. 2, г). Еще более фиксированными оказываются составы интрузивных образований, если перейти от фаз (серии одновозрастных тел) к отдельным интрузивным телам (рис. 3). Вариации состава их, как правило, не выходят за пределы точности химических анализов, т. е. сопоставимы с вариациями отдельных лавовых потоков.

В отличие от вулканических в интрузивных ареалах часто выдержана гомодромная последовательность внедрения магматических тел. Однако эта последовательность отражает, по-видимому, стадию кристаллизации магматических расплавов, подчиняющуюся схеме Боуэна и не отражающую прогрессивную стадию выплавления магм.

Таким образом, можно заключить, что в ин-

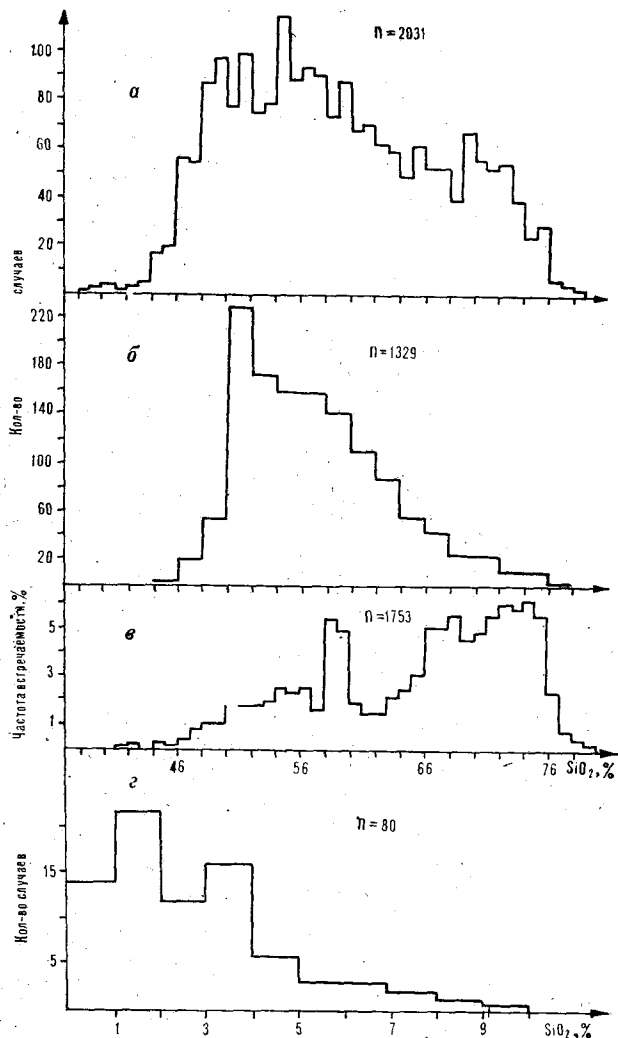


Рис. 2. Гистограммы распределения кремнекислотности вулканических и интрузивных пород:

а — мезозойские вулканиты центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса [19]; б — Курило-Камчатская вулканическая провинция [26]; в — интрузивные породы Западного Узбекистана [32]; г — интервалы содержания кремнезема (ASiO_2) в однофазных массивах Западного Узбекистана [32].

трузивных породах разных уровней глубинности сохраняется та же дискретность и те же пределы вариаций химического состава, что и в вулканитах, и, следовательно, на глубинах, доступных непосредственному изучению, отсутствуют магматические камеры с развитыми процессами дифференциации. Максимальные пределы вариаций кремнезема даже в типичных расслоенных интрузивных массивах типа Скергаардский, Стиллуотерский и Бушвельдский составляют 3—7%, реже (Рамский массив) 10% SiO_2 . Для пород кислого состава такая дискретность может быть прослежена от близповерхностных субинтрузивных тел, непосредственно связанных с вулканитами, к типа-

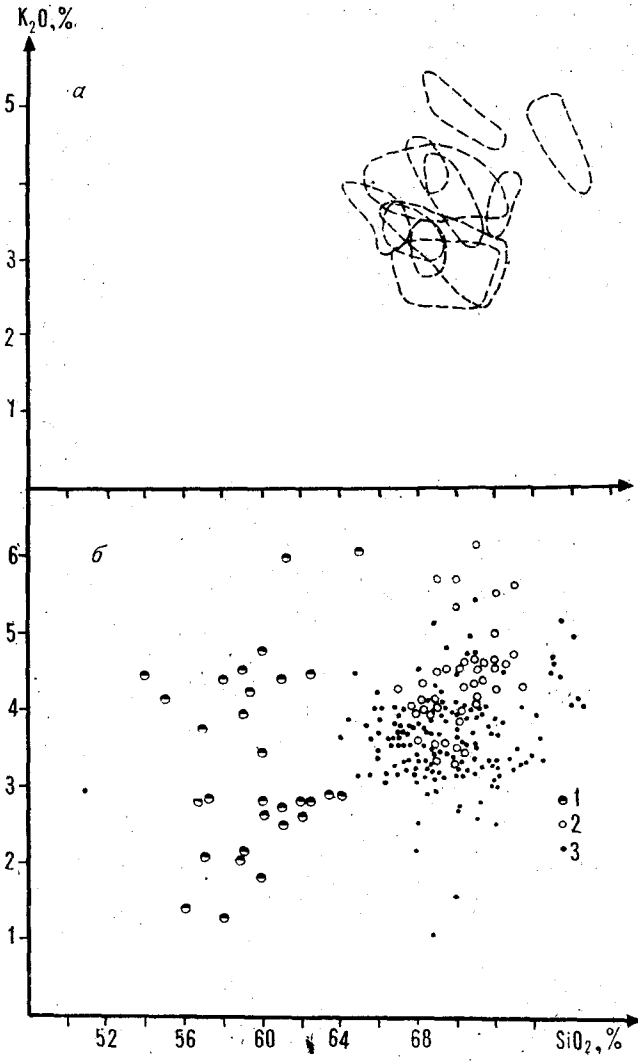


Рис. 3. Соотношение K_2O и SiO_2 в мезозойских гранитоидах Яно-Колымской складчатой системы [29]:
 а — поля составов отдельных массивов комплекса высокоизвестковистых гранитоидов; б — комплексы высокоглиноземистых гранитоидов (1), малых интрузий (2) и высокоизвестковистых гранитоидов (3).

биссальным и абиссальным автохтонным гранитам, т. е. от уровней излияний лав на поверхности к зонам их выплавления. Автохтонные граниты, образующие обширные поля с реликтами замещаемого субстрата, характеризуются исключительно выравненными гранитным или гранодиоритовым составом. Таким образом, можно сделать вывод, что для липаритовой породной группы полифелия магм сохраняется от поверхностных излияний до места их зарождения. Достоверные данные об участках непосредственного выплавления пород среднего и основного состава отсутствуют, но по аналогии с гранитами и липаритами можно предположить, что полифелия магм сохраняется и для этих классов пород.

В наиболее общем виде можно заключить, что разнообразие магматических пород обусловлено разнообразием состава магматических выплавов, которое, в принципе, безгранично. В конкретных магматических зонах возможно проявление выплавов определенного химического состава или всего ряда магматических пород, относящихся к одной серии. Однако преобладание выплавов той или иной основности, так же как и их сочетания и последовательность образования, носит в значительной степени случайный характер и обусловлено, по-видимому, действием многих причин, выяснение которых — самостоятельная проблема магматической геологии.

ПОРОДНЫЕ ГРУППЫ

В связи с изложенным возникает вопрос, составляют ли магматические выплавки, как полагает И. И. Абрамович [1], непрерывное поле составов или образование их регулируется какими-то термодинамическими барьерами и они характеризуются определенного типа дискретной структурой [3]? По мнению ряда исследователей [3, 18, 35], доказательством последнего предположения является полимодальный характер распределения составов в глобальных выборках магматических пород. Однако следует учитывать, что вариационные кривые указывают, как справедливо отметил А. Н. Заварицкий [15], лишь на относительную распространенность того или иного типа пород, не давая никаких оснований для суждений о их генезисе. Кроме того, разрыв составов — это лишь один из многих косвенных признаков, позволяющих находить границы между автономными ассоциациями. Надежным доказательством наличия естественных рубежей в ряду магматических пород могут быть лишь регулярные (с повторяющимися границами в независимых выборках) нарушения однородности петрохимической структуры вулканических серий, фиксируемые по одному или нескольким признакам. На роевых диаграммах это выражается в ступенчатости или резких перегибах трендов, в прерывности, в резком изменении плотности фигуративных точек и т. п.

Ранее автором [22] на примере Восточно-Азиатской системы краевых вулканических поясов было показано, что породы известково-щелочных серий характеризуются скачкообразным накоплением K_2O и других некогерентных элементов. Этим нарушениям линейности трендов соответствуют определенные значения содержания SiO_2 , повторяющиеся в различных вулканических зонах. Выделились базальтовая (SiO_2 от 46 до 56%), андезитовая (SiO_2 от 56 до 66%) и липаритовая (SiO_2 от 66 до 76%) по-

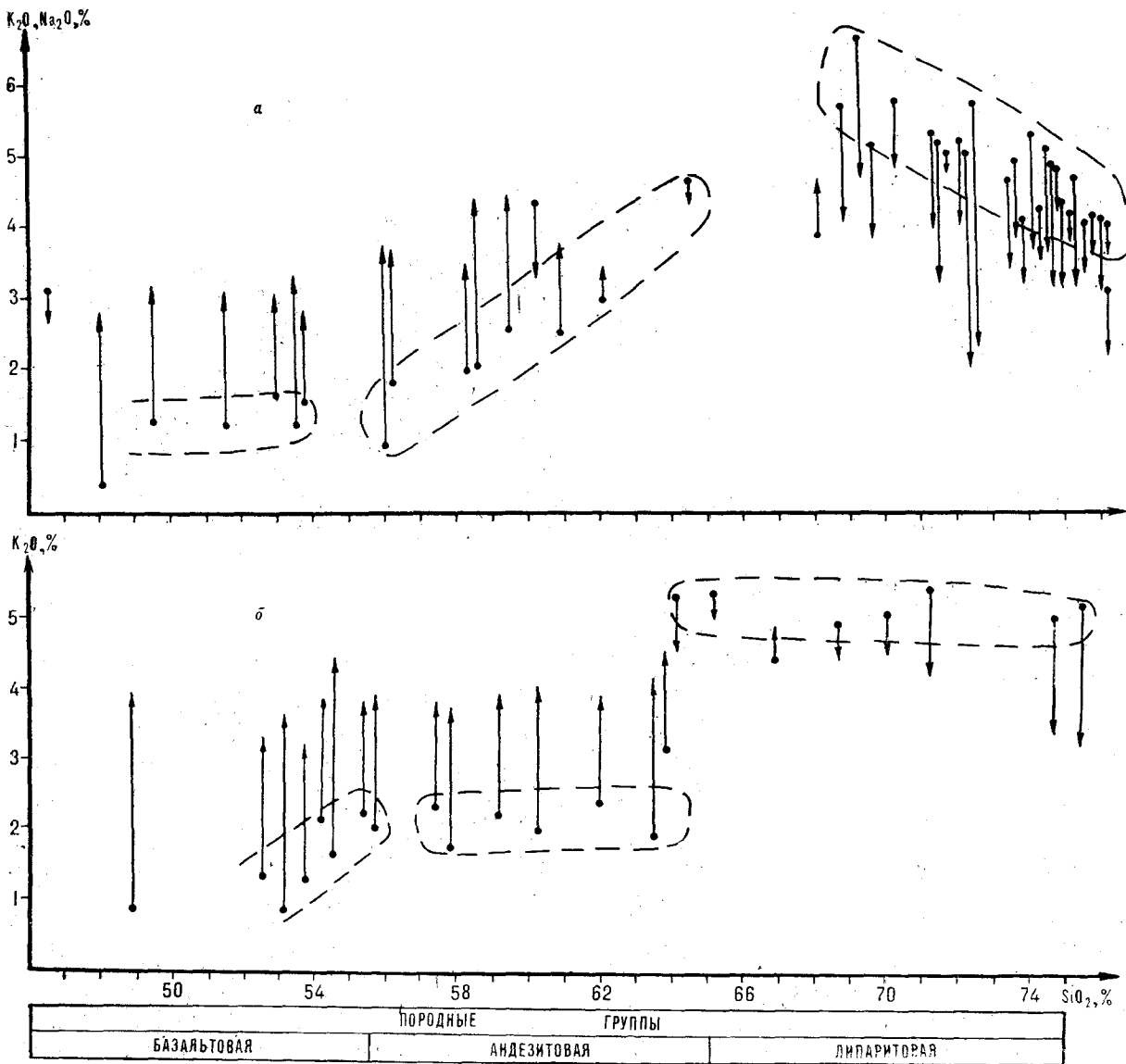


Рис. 4. Соотношение K_2O , Na_2O и SiO_2 в меловых вулканитах внутриконтинентальных вулканических зон.

Районы: а — Нижнебурейское поле (Бурейский массив, неопубликованные данные В. А. Евтушенко, Л. Ф. Мишина и В. А. Пилипейко); б — Бадзхьянская впадина (Кольмо-Омолонский массив [30]). Основание вектора — содержание K_2O , конец — Na_2O .

родные группы. Достоверность выделения породных групп не всегда одинаковая. В крайних поясах, как правило, наиболее ясно выражена граница базальтов и андезитов. В вулканических сериях внутри континентальных зон, особенно субщелочного характера, более четко обособляется липаритовая группа, характеризующаяся постоянством содержания K_2O или обнаруживающая пантеллеритовую тенденцию, проявляющуюся в отрицательной корреляции щелочей и SiO_2 на фоне общего увеличения калиевости и натриевости пород от базальта к липаритам (рис. 4).

В щелочных вулканических сериях породы липаритовой породной группы (пантеллериты

и комендиты) распространены крайне ограничено. Для них отсутствует представительный аналитический материал, хотя специфичность трендов этих образований общеизвестна. Базальтовая же и андезитовая группы в щелочных сериях петрохимически индивидуализированы и надежно выделяются в большинстве природных ассоциаций прежде всего по скачкообразности накопления некогерентных элементов (рис. 5). Кроме того, границе базальтовой и андезитовой породных групп на вариационных диаграммах, обычно соответствует резко выраженный минимум в распределении пород, соответствующий 56% SiO_2 .

Особое индикаторное значение для раз-

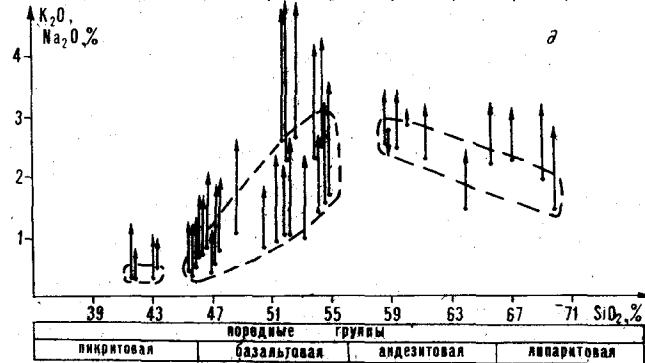
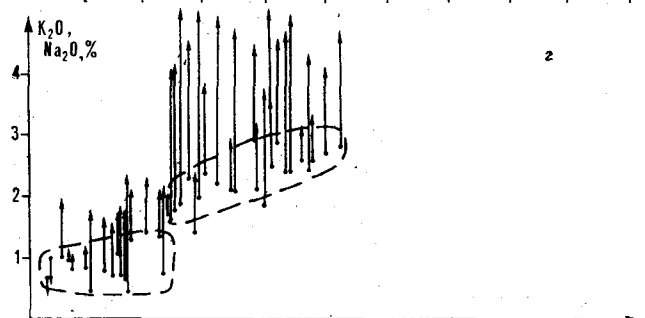
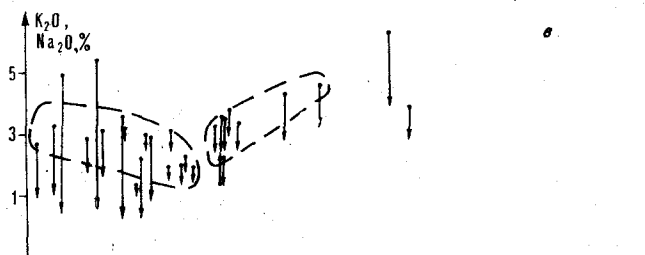
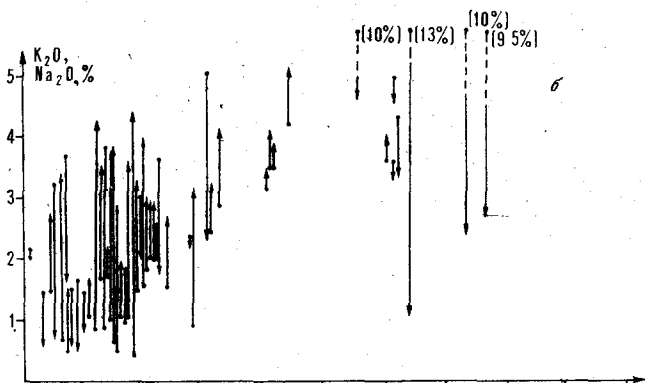
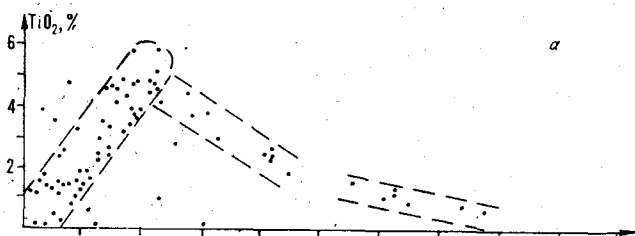


Рис. 5. Ступенчатый разноориентированный характер трендов K_2O , Na_2O и TiO_2 в щелочных вулканических сериях.

Районы: а, б — Меймеч-Котуйская провинция (Северная Якутия) [8]; в, г, д — Африканская рифтовая система, калий-натровая (в), калиевая (г) и натровая (д) вулканические серии [9]. Пунктирные линии — границы устойчивого распределения фигуративных точек. Основание вектора — содержание K_2O , конец — Na_2O .

делах пикритовой и базальтовой породных групп отмечается устойчивый тренд, характеризующийся накоплением Al_2O_3 с ростом SiO_2 . В андезитовой породной группе наблюдается противоположная тенденция. Точке перегиба вариационных линий соответствует значение SiO_2 около 56% (рис. 6). В известково-щелочных сериях краевых поясов этот перегиб выражен значительно хуже ввиду слабой корреляции Al_2O_3 и SiO_2 , а в известково-щелочных сериях островных дуг отрицательная корреляция Al_2O_3 и SiO_2 сохраняется от базальта до лапарита.

Следует учитывать, что тренды петрогенных элементов в магматических породах в принципе универсальны, так как определяются физико-химическими свойствами самих элементов и, следовательно, фиксируемые неоднородности петрохимической структуры магматических серий — это лишь аномалии, констатирующие наличие особых условий образования пород, в то время как однонаправленный непрерывный характер трендов, нередко имеющий место, например, в островодужных комплексах, еще не является доказательством генетической целостности исследуемого ряда.

На наличие естественных рубежей в ряду магматических пород указывает устойчивость пределов, ограничивающих составы магматических серий. Так, вариации содержаний SiO_2 в вулканических ассоциациях (исключая пикритосодержащие) не выходят за пределы 46—76% и характеризуются весьма высоким градиентом встречаемости пород с граничными содержаниями SiO_2 (см. рис. 2, а, б).

Точное положение нижней границы базальтовой породной группы можно установить на примере магматических ассоциаций, включающих породы ультраосновного состава. В офиолитовых ассоциациях содержания SiO_2 колеблются от 36 до 56%, а в интервале содержаний SiO_2 46—47% в них отмечается скачкообразное увеличение TiO_2 и некоторых других элементов. Эта граница разделяет ультрамафиты от базальтоидов и мезо-лейкократовых габбро (рис. 7). Сквозной характер имеют лишь пироксениты, генезис которых является предметом дискуссий.

Слабощелочные ультраосновные вулканы наиболее детально изучены на Восточной Камчатке в составе эвгеосинклиальных кремнисто-вулканогенных толщ [21]. На диаграмме MgO —

деления базальтоидов от трахитов и феоцитов имеет поведение Al_2O_3 . Во всех щелочных и слабощелочных вулканических сериях в пре-

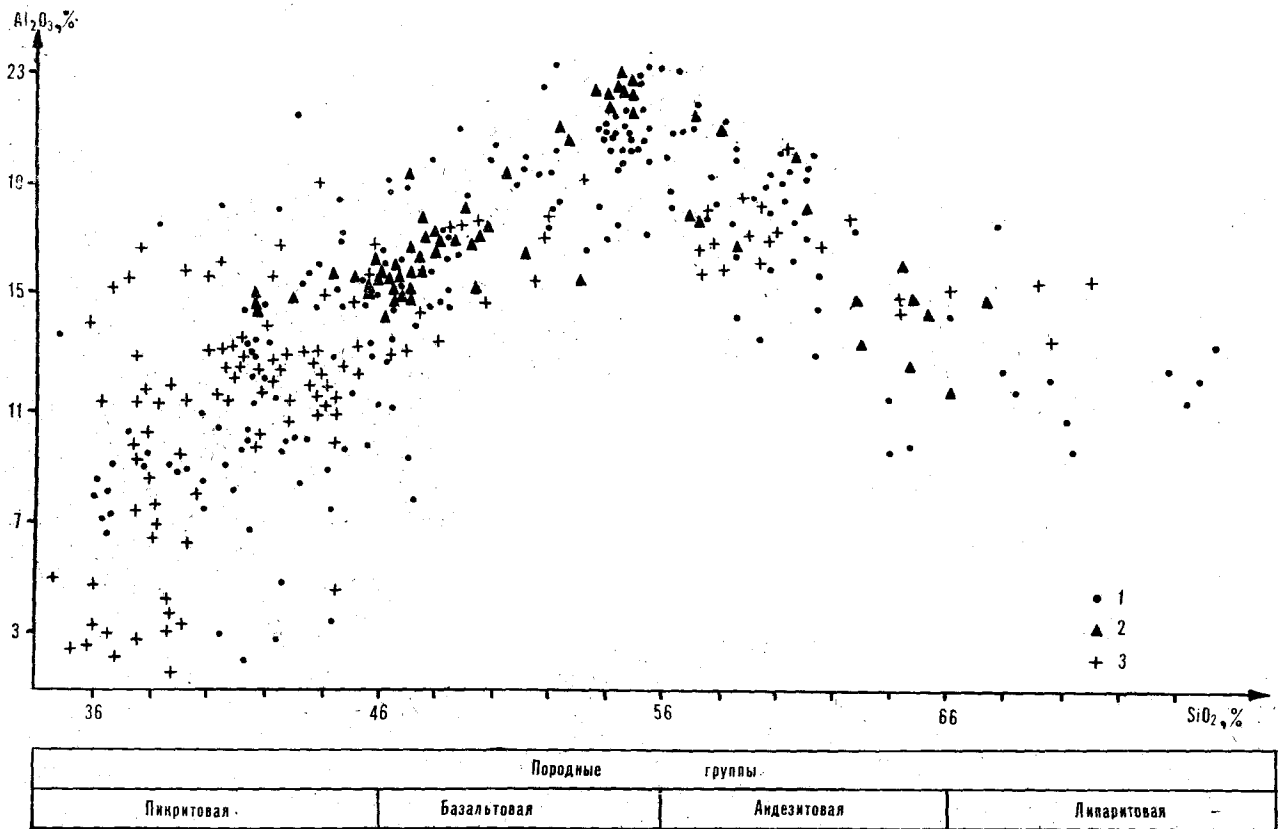


Рис. 6. Соотношение Al_2O_3 и SiO_2 в щелочных вулканических сериях.

— Африканская рифтовая система [9, 36], 2 — океанические острова [33, 34, 37, 38], 3 — Меймеч-Котуйская провинция.

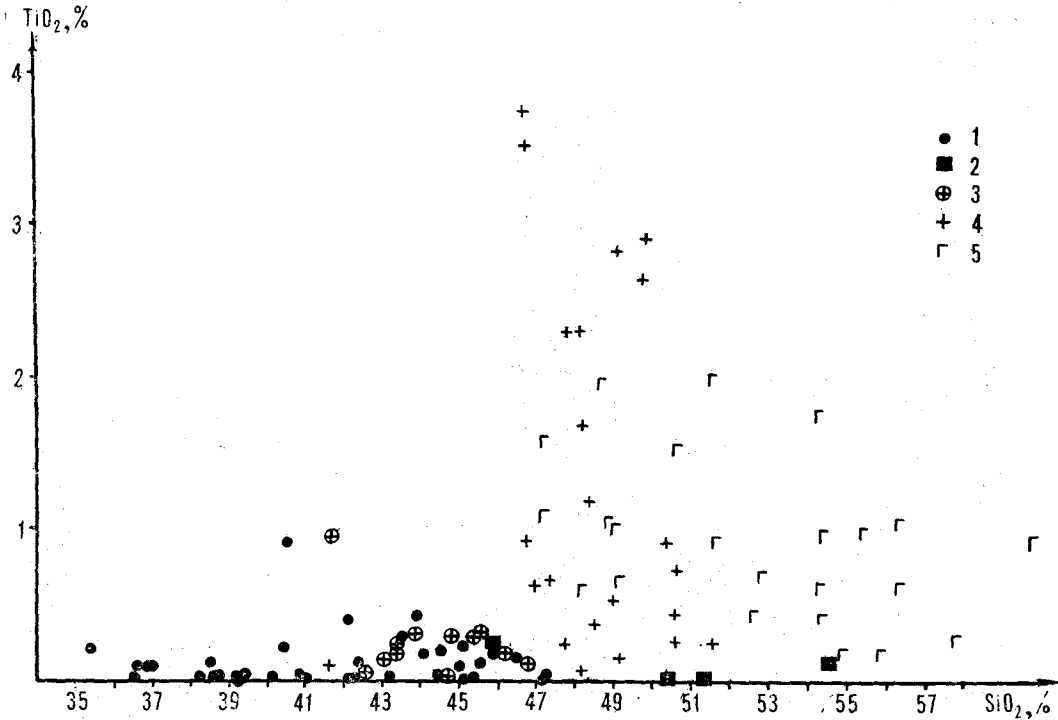


Рис. 7. Соотношение средних содержаний TiO_2 и SiO_2 в офиолитовых комплексах:

1 — гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и перидотиты; 2 — пироксениты; 3 — меланократовые габбро; 4 — мезо- и лейкократовые габбро; 5 — базальты [20].

окислы пикриты и включающие их базальтоиды образуют изолированные рои с заметным (при $\text{SiO}_2 = 46\%$) скачком содержаний большинства петрогенных элементов и имеют разнонаправленные тренды CaO и $\text{FeO} + \text{F}_2\text{O}_3$.

Эталонным объектом для изучения щелочных вулканических ассоциаций, включающих породы ультраосновного состава, являются вулканы Восточно-Африканской рифтовой системы. Среди них [9] выделяются калиевая, натриевая щелочная и слабощелочная серии, каждая из которых характеризуется определенным размахом вариаций SiO_2 и вписывается в границы выделенных нами ранее породных групп (см. рис. 5). В натривой серии колебания SiO_2 составляют от 36 до 56%. Граница базальтовой и пикритовой породных групп в ней фиксируется по скачкообразному увеличению содержания Na_2O , а также по резкому изменению темпа накопления K_2O в интервале содержаний SiO_2 45—46%. Калиевая серия дифференцирована по SiO_2 от 36 до 60%. Границы базальтовой и пикритовой групп в ней обозначены резким перегибом роя фигуративных точек и разрывом составов в интервале содержаний SiO_2 46—48%. И, наконец, слабощелочная серия характеризуется вариациями SiO_2 от 42 до 75%. Разрывами роя фигуративных точек в интервалах содержаний SiO_2 44—45% и 55—58% в ней обособляются пикритовая базальтовая и андезитовая породные группы. Граница базальтов и андезитов подчеркивается резким, почти под прямым углом, изменением трендов накопления Na_2O и K_2O .

Минимальные содержания кремнезема в породах пикритовой породной группы составляют 35—36%. Исключением являются кимберлиты. Содержания кремнезема в них варьируют от 21 до 38%, причем более 90% составов имеют пределы содержаний SiO_2 25—35%. Кимберлиты от сопряженной пикритовой породной группы отличаются высокими содержаниями K_2O при относительно небольшой суммарной щелочности, насыщенностью CO_2 (среднее 11%) и H_2O (среднее 9%) и характеризуются своеобразными трендами петрогенных элементов. Все эти данные вроде бы указывают на самостоятельность класса кимберлитов, который по дисперсии петрогенных окислов может быть сопоставлен с пикритовой породной группой. Однако детальный анализ распределения петрогенных элементов внутри кимберлитовой породной группы не подтверждает такое заключение.

Ранее Л. Л. Перчуком и В. И. Вагановым [25] было отмечено наличие устойчивой положительной корреляции между SiO_2 , CO_2 и H_2O , что и легло в основу разработанной ими теории образования кимберлитов из водно-карбонатно-силикатной жидкости. При этом предпо-

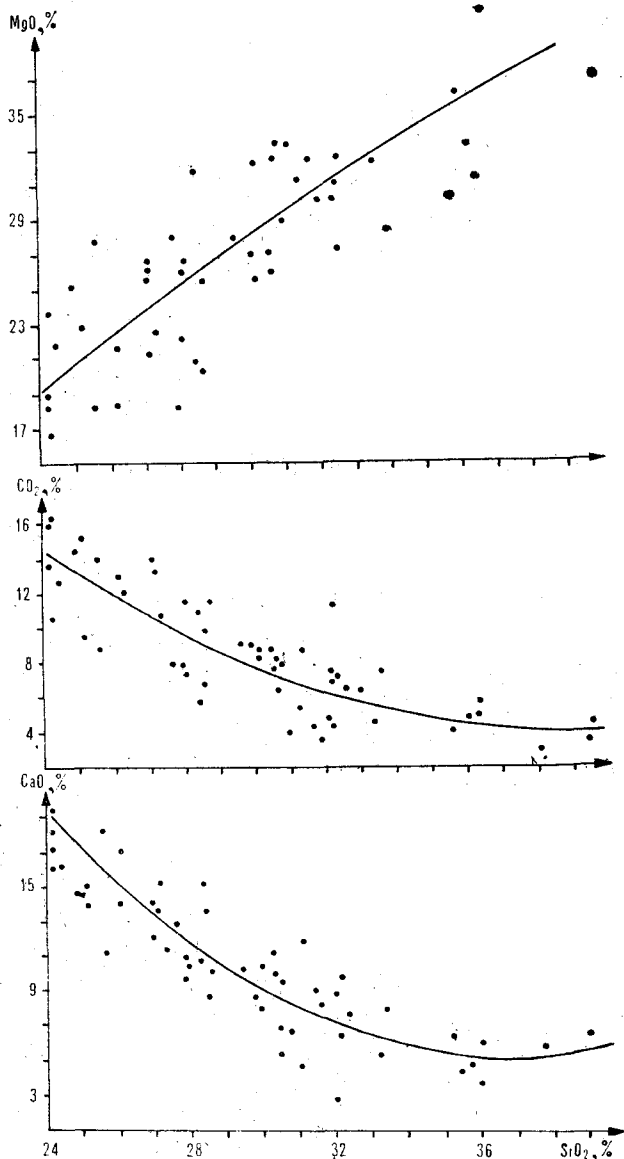


Рис. 8. Диаграмма SiO_2 — окислы средних составов кимберлитовых полей Якутии и кимберлитов Африки [17].

лагалось, что CO_2 и H_2O изоморфно замещают SiO_2 , а излишки последнего переходят в остаток. Статистическая обработка опубликованных аналитических данных по кимберлитам подтверждает наличие устойчивой отрицательной корреляционной связи между SiO_2 и CO_2 . Аналогичная корреляция обнаружена между SiO_2 и CaO . В то же время в распределении MgO отмечается не характерная для магматических пород резко выраженная положительная корреляция MgO с SiO_2 (рис. 8). Остальные окислы значимой корреляции с SiO_2 не имеют. Такие тренды не характерны для магматических пород. Кроме того, выясняется, что

высокими корреляционными связями характеризуются окислы, имеющие значительные содержания, а относительное накопление CaO и CO₂ практически полностью компенсируется уменьшением содержания SiO₂ и MgO, т. е. налицо баланс вещества. Эти данные убедительно свидетельствуют о том, что высокая корреляционная связь SiO₂, CaO, CO₂ и MgO — ложная, а значительная дисперсия составов в кимберлитовой породной группе — кажущаяся, и связаны они с наложенной карбонатизацией. Привнос CO₂ и CaO должен сопровождаться относительным уменьшением содержаний других окислов и в первую очередь окислов, имеющих высокое процентное содержание. Именно такой случай и наблюдается в породах кимберлитовой породной группы.

Реконструкция первичного состава с учетом регрессий дает следующий состав неизменного кимберлита, %: SiO₂ 38,81, TiO₂ 2,22, Al₂O₃ 3,16, FeO + Fe₂O₃ 11,10, MnO 0,22, MgO 34,41, CaO 6,11, Na₂O 0,12, K₂O 1,11, P₂O₅ 0,665, п. п. п. 2,0. Кимберлиты такого состава могут рассматриваться как калиевая ветвь пикритов щелочных серий.

В заключение можно сделать вывод, что магматические породы образуют четыре индивидуализированные по петрохимическим признакам породные группы с интервалом содержания SiO₂ в каждой около 10%: пикритовая 36—46%, базальтовая 46—56%, андезитовая 56—66% и липаритовая 66—76%. Безусловно, границы породных групп имеют статистический характер, так как точность химического анализа для магматических пород составляет около 1%. Кроме того, необходимо учитывать воз-

можное скольжение границ породных групп, что особенно заметно при переходе от слабощелочных к щелочным сериям (в сторону уменьшения значений SiO₂). Однако произвольный выбор границ в классификациях без учета выявленной дискретной структуры магматических серий ведет к потере информации и ложным выводам. Из приведенных графиков и ранее опубликованных данных [22, 23] совершенно ясно, что общие тренды петрогенных элементов магматических серий не являются следствием какого-то единого природного процесса; это эффект суммирования некоторого числа автономных природных ассоциаций, направленность изменения петрогенных элементов в которых далеко не всегда совпадает с общим петрохимическим трендом серий. Это несоответствие проявляется уже при сопоставлении элементарных вышлавков и серий. Например, в глобальных выборках четвертичных вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги устойчива положительная корреляция K₂O и SiO₂. В продуктах же датированных извержений (см. рис. 1) вариации K₂O и SiO₂ независимы или характеризуются слабо выраженной отрицательной корреляцией. Особенно значительные нарушения корреляционных связей элементов происходят на границах выделенных нами породных групп.

Петрологическое и экспериментальное обоснование выделенных границ породных групп и выяснение условий одновременного вышлавления различных по основности магм — самостоятельная проблема, требующая своего разрешения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И.* О классификационных построениях на петрохимической основе. — В кн.: Методы теоретической геологии. Л.: Недра, 1978.
2. *Авдейко Г. П., Хренов А. П. и др.* Извержение вулкана Алайд в 1972 г. — Бюл. вулканологических станций, 1974, № 50.
3. *Белоусов А. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976 (Тр. ИГиГ, вып. 246).
4. *Воголяденская Г. Е., Иванов Б. В. и др.* Извержение вулкана Безымянного в 1977 г. — Бюл. вулканологических станций, 1979, № 57.
5. *Будников В. А., Макеев Е. Ф.* Пирокластика Олимпийского прорыва вулкана Алайд. — Бюл. вулканологических станций, 1977, № 53.
6. *Бугакова Е. Л., Егоров Л. С.* Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
7. *Вэкон Ф.* Новый Органон Л.: Соцэкгиз, 1935.
8. *Вольнец О. Н., Флеров Г. Б. и др.* Петрогеохимические особенности период Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
9. *Восточно-Африканская рифтовая система.* Т. 3. М.: Наука, 1974.
10. *Вулканический центр: строение, динамика, вещество.* М.: Наука, 1980.
11. *Горшков Г. С.* Заметки об извержении Карымского вулкана в 1960 г. — Бюл. вулканологических станций, 1962, № 32.
12. *Гущенко И. И., Дубик Ю. М., Ермаков В. А.* Терминальное извержение Ключевского вулкана в 1962—1963 гг. — Бюл. вулканологических станций, 1964, № 3.
13. *Ермаков В. А.* Извержение Ключевского вулкана в 1963—1964 гг. — Бюл. вулканологических станций, 1966, № 41.
14. *Ермаков В. А.* О характере дифференциации магмы в каналах действующих вулканов. — Бюл. вулканологических станций, 1974, № 50.
15. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
16. *Иванов Б. В.* Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М.: Наука, 1970.

17. *Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францесон Е. В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978.
18. *Левинон-Лессинг Ф. Ю.* Избр. труды. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
19. *Лорджианидзе М. Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980.
20. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980.
21. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981.
22. *Мишин Л. Ф.* Скачкообразное распределение K_2O в орогенных вулканических сериях.— ДАН СССР, 1978, т. 240, № 2.
23. *Мишин Л. Ф.* Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982.
24. *Набоко С. И.* Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
25. *Перчук Л. А., Ваганов В. И.* Природа кимберлитов Якутии.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
26. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966.
27. *Пронин А. А.* Геологические проблемы современных и древних океанов. Л. Наука, 1977.
28. *Сирин А. Н.* Извержение вулкана Безымянного в мае — июне 1962 г.— Бюл. вулканологических станций, 1964, № 38.
29. *Соболев А. П., Колесниченко П. П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979.
30. *Соловьев В. И.* Позднемеловые вулканические ассоциации Колымо-Омолонского массива.— В кн.: Магматические комплексы Северо-Востока СССР. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1980.
31. *Флеров Г. Б., Боговяльская Г. Е.* Геолого-петрохимические особенности вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов.— В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978.
32. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975.
33. *Baker P. E., Gass I. G. et al.* The volcanological report of the Royal Soc. Expedition to Trista Da Cunha.— *Phil. Trans. Roy. Soc. L.*, 1964, v. 256.
34. *Bishop A. C., Woolley A. R.* A Basalt — Trachyte — Phonolite Series from Ua Pu, Marquesas Islands, Pacific Ocean — *Contrib.— Min. Petrol.*, 1973, v. 39.
35. *Chayes F.* The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary — Islands — *American Mineralogist*, 1977, v. 62, N 7, 8.
36. El-Hinnawi Petrochemical Characters of African volcanic rocks. Part 11; East Africa.— *Neue Jahrbuch Mineralogie. Mitt.*, 1964, H. 6.
37. *Hughes D. Y., Brown G. C.* Basalt from Madeira: A Petrochemical Contribution to the Genesis of Oceanic Alkali Rock Series.— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1972, v. 37.
38. *Self S., Gunn B. M.* Petrology, Volume and Age Relations of Alkaline and Saturated Peralkaline Volcanics from Terceira, Azores.— *Contrib. Min. and Petrology*, 1976, v. 54.

ИТЦ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
19 июля 1982 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.831 : 551.24

В. Ю. Косыгин, Ю. А. Сусеков

ЛОКАЛЬНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ И ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Благодаря детальным гравиметрическим наблюдениям впервые удалось закартировать и количественно рассчитать ряд резких плотностных неоднородностей верхней части земной коры Южных Курильских остро-

вов. Намечена связь характера гравитационного поля с историей геологического развития Малой и Большой островных гряд.

Своеобразие островных систем (высокая сейсмичность, вулканизм, высокоамплитудные перемещения земной поверхности, характер гравитационных аномалий и т. д.) позволило К. Ф. Сергееву образно назвать их наиболее оснащенными природными лабораториями по изучению современного тектогенеза [4]. Поэтому очевидна важность изучения этих структур.

В этой связи приобретают особую значимость наземные сейсмические работы, выполненные сахалинскими геофизиками в последние годы на Южных Курильских островах. Одновременно в 1978 г. нами были проведены опытно-методические гравиметрические наблюдения повышенной точности на трех профилях, пересекающих о. Кунашир, и на одном профиле, проложенном вдоль южной части острова. Кроме того, наблюдения выполнялись на региональном профиле (с использованием вертолета) по сейсмическим пунктам приема и взрыва, расположенным сравнительно равномерно вдоль всего о. Кунашир. Результаты определений силы тяжести с дополнением предыдущих рекогносцировочных наблюдений 1957 г., проведенных вдоль береговых линий и по редким дорогам на островах Итуруп, Кунашир, Шикотан, наметили резкую дифференцированность гравитационных аномалий, что послужило основой для выделения плотностных неоднородностей земной коры.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ

При рассмотрении поля силы тяжести Южных Курильских островов первое, что останавливает внимание — это коренное различие в ха-

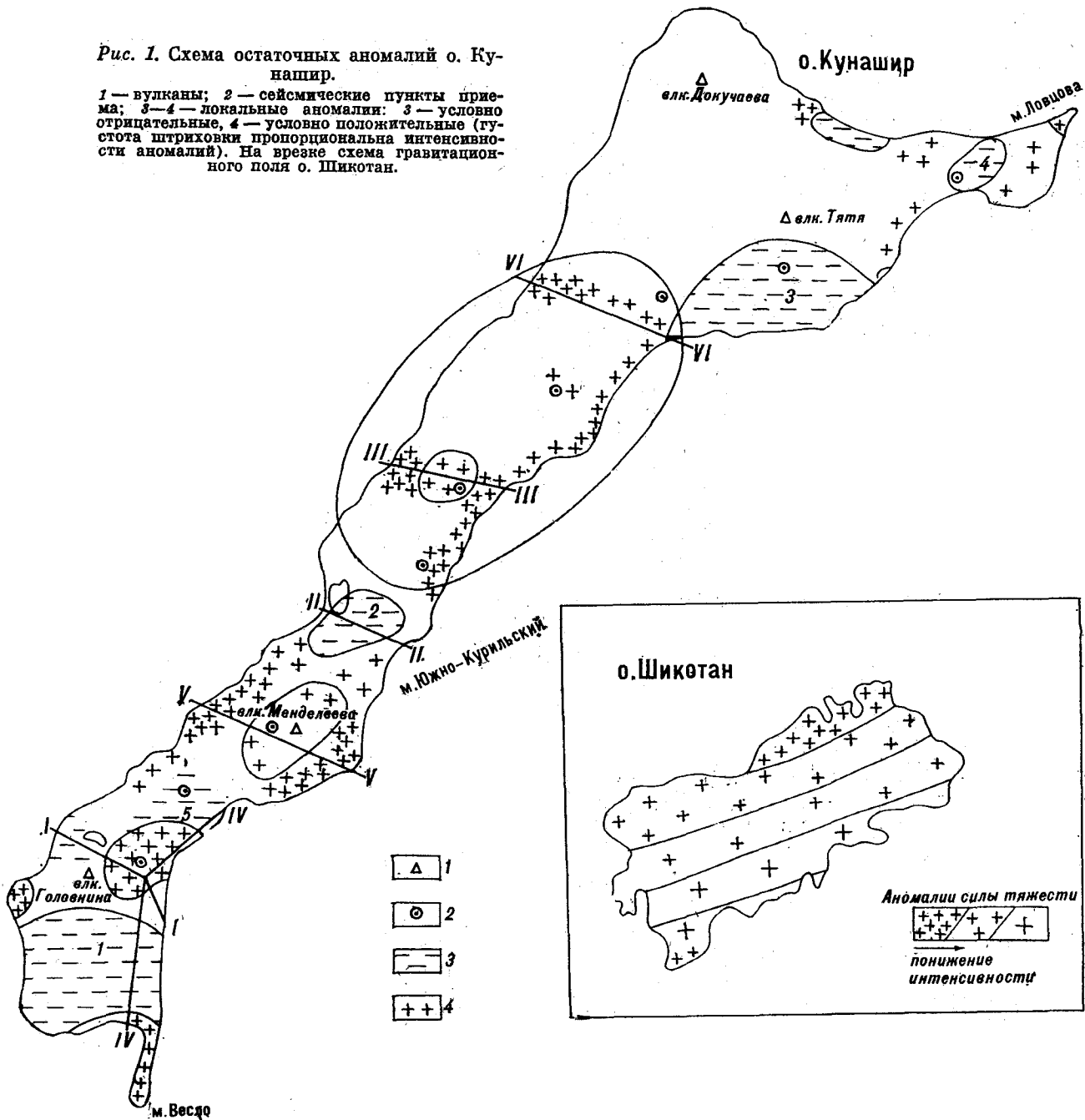
рактере гравитационных аномалий Малой и Большой гряд. По сравнению с сильно дифференцированными минимумами и максимумами самых разных размеров и форм Большой гряды поле Малой гряды как бы выравнено и отшлифовано временем; его с полным основанием можно назвать «вторичным».

Сравнение гравиметрической и геологической карт о. Шикотан выясняет, что выходам более древних пород соответствует увеличение интенсивности аномалий, а направление границ литолого-петрографических комплексов хорошо совпадает с ориентацией изоаномал силы тяжести о. Шикотан (рис. 1). Так, повышенные значения Δg на северо-западном побережье острова приурочены к интрузивам Матакотанского комплекса, далее в юго-восточном направлении, где возраст комплексов пород более молодой [5], интенсивность поля снижается. Исключение составляют эффузивные образования самого древнего Димитровского комплекса, выходящие на юго-восточном побережье, которые, судя по аномалиям силы тяжести, оказались менее плотными. К сожалению, нет наземных наблюдений на остальных островах Малой гряды, однако на близлежащих акваториях интенсивность поля достаточно высокая, хотя несколько ниже, чем на о. Шикотан.

Таким образом, довольно плавный ход изоаномал гравитационного поля указывает на отсутствие резких плотностных неоднородностей. Это может быть объяснено тем, что при большом (более 2,5 км) и длительном воздымании о. Шикотан [1] процессами эрозии были «срезаны» более молодые и неоднородные толщи. Если взять среднюю скорость эрозии суши 6 см за 1000 лет [3], то с конца мелового периода — начала палеогена (65—70 млн. лет)

Рис. 1. Схема остаточных аномалий о. Кунашир.

1 — вулканы; 2 — сейсмические пункты приема; 3—4 — локальные аномалии: 3 — условно отрицательные, 4 — условно положительные (густота штриховки пропорциональна интенсивности аномалий). На врезке схема гравитационного поля о. Шикотан.



БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА. ОСТРОВ КУНАШИР

Все выявленные особенности наблюдаемого поля силы тяжести нанесены на карту острова (см. рис. 1). Здесь схематически изображены остаточные аномалии за вычетом средних значений регионального фона. Таким образом, получилась сводка относительно повышенных и пониженных локальных аномалий — индикатора плотностной расчлененности верхней толщи земной коры.

могла быть срезана толща мощностью до 4 км. Кроме того, прекращение активной вулканической деятельности на Малой гряде также оказало немаловажную роль в уменьшении плотностных неоднородностей. Все это как бы «отшлифовало» гравитационные аномалии, наблюдаемые на Малой гряде. Необходимо подчеркнуть, что подобное истолкование наблюдаемых аномалий, т. е. выявление их связи с историей геологического развития региона, открывает новые возможности для геологической интерпретации гравитационного поля.

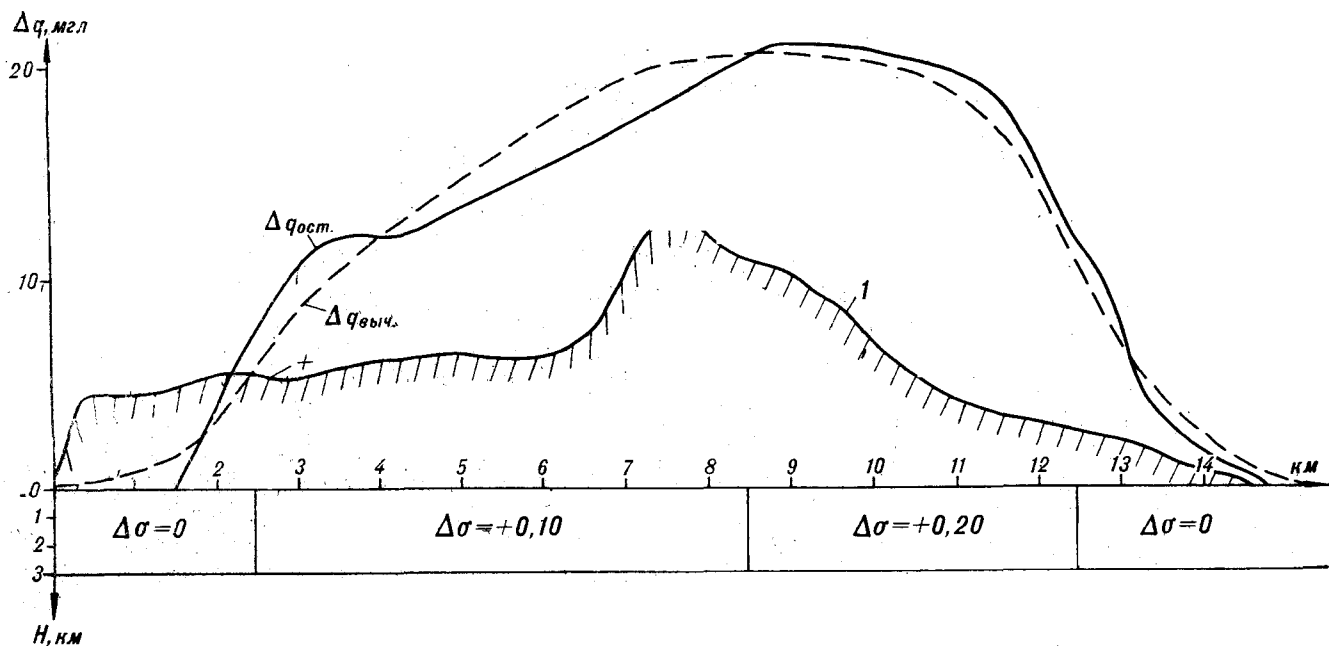


Рис. 2. Остаточная аномалия и модельный подбор аномальных плотностей для о. Кунашир по профилю I—I.
1 — рельеф земной поверхности.

Основная черта остаточных аномалий — их большая дифференцированность. Так, на профилях I и VI в восточной части острова горизонтальные градиенты достигают 10 мГл/км, на других профилях также зачастую встречаются градиенты порядка 5 мГл/км, что свидетельствует о неглубоко залегающих крупных плотностных неоднородностях.

Сопоставление карты локальных аномалий с геологической и топографической выявило ряд интересных совпадений. Во-первых, четыре из пяти участков с наиболее низкими значениями гравитационного поля (условно отрицательные аномалии) в общих чертах оказались приурочены к районам распространения осадочных четвертичных отложений. Это локальные аномалии в южной части острова, в районе перешейка Южно-Курильск — оз. Лагунное, на южной стороне вулкана Тятя и на п-ове Ловцова (на карте они обозначены арабскими цифрами 1—4). Пятый участок находится на перешейке в районе Серноводска. В топографическом отношении это районы самого низкого рельефа с озерами и заболоченными участками. Данные совпадения говорят о том, что меньшая плотность четвертичных осадочных образований фиксируется понижением интенсивности остаточных аномалий. Максимальные аномалии отмечаются к юго-западу от вулкана Тятя. Они как бы оконтуривают распространение более древних пород алексинской, ловцовской и особенно кунаширской свит. Для объяснения этого огромного и по размерам, и по интенсивности максимума силы тяжести необходимо пред-

положить существование более плотных пород на большую глубину (до 12 км, вплоть до II сейсмического горизонта), что подтверждается увеличением во втором слое пластовых скоростей с 6,6 до 6,8 м/с [2].

Так же максимумами поля силы тяжести фиксируются выходы на поверхность интрузивных образований в районе мыса Рогачева и к югу от мыса Столчатого, но это уже локальные максимумы, говорящие о небольших размерах интрузий.

Необходимо подчеркнуть приуроченность повышенных значений силы тяжести к выступающим в море полуостровам Весловскому и Ловцова, а также к большинству мысов. Это естественно, так как более плотные породы дольше сохраняются от разрушения морскими волнами.

Интересным является значительное понижение интенсивности поля силы тяжести в районах вулканов Менделеева и Головнина. К сожалению, нет наблюдений вкrest купола вулкана Тятя, но здесь отмечаются низкие значения аномалий на южном его склоне. Эти особенности гравитационного поля отражают понижение плотности пород, залегающих в жерлах вулканов, так как размеры локальных минимумов силы тяжести невелики и связывать их с глубинными разуплотнениями нельзя.

Для количественной оценки плотностных неоднородностей проведены расчеты по определению предельных аномальных плотностей на трех профильных пересечениях острова, выполненных нами, и по двум пересечениям рекогно-

сцировочной съемки. Высокие горизонтальные градиенты наблюдаемых аномалий предопределили выбор толщи с плотностной расчлененностью мощностью 3 км, что соответствует глубине первой сейсмической границы со скоростями до 4,4 км/с. На этих профилях в пределах слоя подбирались такие аномальные плотности, чтобы вычисленный гравитационный эффект от них соответствовал наблюдаемым локальным аномалиям силы тяжести. Расчеты показали, что аномальные плотности достигают довольно больших величин — до $\pm 0,30$ г/см³, что характерно для крупных плотностных неоднородностей.

Если на одном из пересечений острова по профилю I встречено плотное интрузивное тело (крупный максимум, рис. 2), то на остальных четырех пересечениях отмечены значительные разуплотнения в центральных частях остро-

ва (район вулкана Менделеева, оз. Лагунного и др.). Определение вещественного состава этих неоднородностей в задачу не входило, мы лишь установили различия в их плотностях, которые были получены в результате количественных расчетов.

Таким образом, благодаря детальным гравиметрическим наблюдениям впервые удалось закартировать и количественно рассчитать ряд резких неоднородностей по плотностным особенностям пород верхней части земной коры Южных Курильских островов. Намечена связь характера гравитационного поля с историей геологического развития Малой и Большой островных дуг, что существенно повышает значимость детальным гравиметрических наблюдений при проведении геологических работ в активных регионах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грабков В. К. Спектры морских террас как отражение плейстоценовых вертикальных движений земной коры северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.— В кн.: Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975. (Тр. СахКНИИ, вып. 34).
2. Злобин Т. К., Федорченко В. Н. и др. Структура литосферы о. Кунашир (Курильские острова) по сей-

смическим данным.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.

3. Монин А. С. История Земли. М.: Наука, 1977.
4. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976.
5. Стрельцов М. И. О дислокациях южной части Курильской островной дуги.— Геол. и геофиз., 1973, № 4.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
5 января 1983 г.

УДК 551.7.02

Ю. С. Салин

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ МЕРА РАЗЛИЧИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Существование различных стратиграфических схем одного и того же региона ставит нас перед необходимостью сравнивать эти схемы. Предлагаемая количественная мера различия стратиграфических схем явля-

ется, по существу, применением аксиоматического подхода Дж. Кемени и Дж. Снелла для сравнения упорядочений.

Мое внимание на необходимость введения меры сходства стратиграфических схем обратил Ю. А. Воронин при обсуждении алгоритмов стратиграфической корреляции. Действительно, для оценки устойчивости работы алгоритма нужно знать, как часто он дает отклонения от наилучшего результата, насколько велики эти отклонения. Тогда алгоритм, в большинстве ситуаций дающий оптимальную схему корреляции, а в остальных случаях применения сопоставляющий разрезы лишь с несущественными

отличиями от наилучшей схемы, можно предпочесть алгоритму, для одного множества разрезов реализующему лучший вариант корреляции, а для многих иных дающему результаты, очень непохожие на требуемую схему. Понятно, что степень «похожести», близости, величину отклонения надо уметь оценить.

Та же трудность возникает и в практике традиционной стратиграфии. Часто возникают ситуации, когда в одном случае два исследователя сопоставляют разрезы почти одинаково

(практически одинаково), а по другому району их схемы корреляции отличаются друг от друга очень резко. Следовательно, степень расхождения стратиграфы тоже как-то умеют оценивать. Однако оценка эта интуитивна, не имеет однозначного определения и процедуры вычисления.

Дж. Кемени и Дж. Снелл [4] предложили меру различия двух упорядочений. Упорядочиваемыми объектами являются некоторые a , b , c , распределяемые экспертами по степени предпочтительности. Отношение « a предпочтительнее b » обозначается символом $+1$, тогда отношение b к a получает символ -1 . Отношение безразличия, неотличимости, равноценности обозначается нулем.

Допустим, два эксперта упорядочили один и тот же набор объектов различным образом. Дж. Кемени и Дж. Снелл предлагают описать каждое упорядочение матрицей и затем сравнить эти матрицы. Каждая строка матрицы соответствует одному из упорядочиваемых объектов, порядок строк не имеет значения, порядок столбцов слева направо должен повторять порядок строк сверху вниз. На пересечении строки a и столбца b ставится $+1$, если a предпочтительнее b , -1 , если b предпочтительнее a , и 0 , если a и b равноценны. Сравнение матриц производится сравнением их соответствующих элементов. Если элементы на пересечении строки a и столбца b в обеих матрицах представлены одинаковыми символами, разница между ними равна нулю. Разница между нулем и плюс единицей, нулем и минус единицей равна единице, между плюс единицей и минус единицей — двум. Затем разница по всем элементам матриц суммируется. Полученная величина есть по определению мера различия между двумя упорядочениями. Согласно Дж. Кемени и Дж. Снеллу, она отвечает некоторым требованиям и поэтому является метрикой.

Ю. А. Воронин и его сотрудники [2, 3], следуя Дж. Кемени и Дж. Снеллу, принимают несколько иную процедуру вычисления близости упорядочений. Совпадение символов в соответствующих элементах сравниваемых матриц оценивается единицей, несовпадение — нулем, далее подсчитывается сумма всех отдельных оценок.

Стратиграфическая задача, для решения которой они используют меру сходства двух упорядочений, если судить по приводимым ими примерам, такова: есть опорный разрез, в нем описана некоторая последовательность слоев. Этот порядок слоев принят за эталонный. Каждый из слоев охарактеризован каким-то списком признаков — литологических, палеонтологических, геохимических и любых иных. Требуется найти такое монотонно убывающее или монотонно возрастающее свойство (например,

гранулометрия, плотность), набор градаций которого, т. е. признаков, давал бы расчленение, совпадающее с заданным; если такого одного свойства не находится, найти комбинацию признаков, дающую упорядочение, наиболее близкое к заданному. Признаки, входящие в найденную комбинацию, используются не только для расчленения уже расчлененного опорного разреза. Предполагается, что порядок признаков в найденной комбинации сохраняется по всей изученной территории, вследствие чего эти признаки можно использовать и для сопоставления других разрезов с опорным. Однако, если бы это было так, у стратиграфии не было бы никаких проблем.

Мы же будем исходить из уже проведенной корреляции — сопоставления разрезов по геологическому возрасту, т. е. синхронизации. При этом допускается, что варианты синхронизации могут быть различными, их степень близости или отличия предостит вычислить.

Процедура корреляции представляет собой математическую формулировку традиционных методов сопоставления разрезов [5]. Сначала среди всех признаков, фиксированных в изучаемых разрезах, находятся руководящие — имеющие наибольшее среди всех горизонтальное и наименьшее вертикальное распространение. Так как их последовательность принята определяющей для геологического возраста, она называется геохронологической шкалой. По шкале устанавливаются возрастные диапазоны остальных признаков: если признак k выше третьего и ниже пятого членов шкалы, его возрастной диапазон равен четвертому геохронологическому подразделению; если признак i выше первого и ниже шестого членов шкалы, его диапазон охватывает нерасчлененные второе — пятое подразделения. Возраст любого слоя, другого геологического объекта определяется как область пересечения, общая часть возрастных диапазонов всех присутствующих здесь признаков.

Любые два слоя (безразлично, принадлежащие к разным или к одному и тому же разрезам) могут находиться в следующих возрастных отношениях.

1. Возрастной порядок. Для этого необходимо, чтобы возраст одного из них и возраст другого не пересекались: например, возраст первого — 1,2, а возраст второго — 5,8.

2. Одновозрастность — принадлежность к одному и тому же геохронологическому подразделению. Существо любой эквивалентности — отказ от установления порядка, невозможность выявить: a следует за b или, наоборот, a предшествует b [1 и др.]. Цель упорядочения — выявление наибольшего количества отношений порядка, а не эквивалентности. Тривиальный пример — все слои всех сопоставляемых разрезов мы можем объединить в одно подразделе-

ние, установив таким образом их эквивалентность по возрасту. Вряд ли полученное обилие эквивалентностей принесет удовлетворение — геологическая карта, построенная по этой «схеме корреляции», будет совершенно бесструктурной, если вообще одноцветное поле можно будет назвать картой.

3. Установленные диапазоны геологического возраста двух слоев могут пересекаться, если один из слоев датирован, например, 1,6, а второй — 4,11. Смысл такого отношения также может быть сведен к отказу, к невозможности выявить отношения возрастного порядка.

4. Наконец, один из слоев или сразу оба могут оказаться вообще не датированными. Причины отказа в датировке могут быть различными, не будем их здесь анализировать. Существование такого отсутствия отношений также может быть сведено к невозможности выявления отношений порядка.

Приведенные рассуждения позволяют объединить случаи 2, 3, 4 — геологическую одновозрастность, пересечение возрастных диапазонов и неопределенность возрастных отношений — в один класс неотличимости по геологическому возрасту.

Построим квадратную матрицу $S \times S$, строками и столбцами которой будут все слои всех коррелируемых разрезов. Порядок перечисления слоев не имеет значения. Удобно вводить материал в такой последовательности — сначала все слои первого разреза от 1-го, самого нижнего, до n -го, самого верхнего, далее слои второго разреза от $(n+1)$ -го, самого нижнего, до m -го, самого верхнего, затем под $(m+1)$ -м номером следует самый нижний слой третьего разреза и т. д. вплоть до S -го, самого верхнего слоя последнего разреза. Нумерация слоев в каждом разрезе своя, независимая от нумерации слоев в других разрезах, соответствует первичной нумерации, принятой при описании разреза.

На пересечении строки a и столбца b поставим символ $+1$, если a моложе b , -1 , если a

древнее b , и 0, если не установлено ни того, ни другого возрастного отношения.

Размер матрицы можно сократить. Если в некотором разрезе в данном слое не фиксировано границы ни одного из признаков, значит, в этом слое не происходит никакой смены признаков. По имеющимся данным слой не может быть сопоставлен по отдельности ни с каким слоем любого другого разреза, он содержит информации, полезной для сопоставления, не больше, чем пропуск в разрезе. Его можно исключить из описания разреза без всякого ущерба для решения задачи синхронизации.

Далее сравнение матриц, соответствующих каждому варианту сопоставления данных разрезов, каждой стратиграфической схеме данного района, производим по Дж. Кемени и Дж. Снеллу: сравниваем соответствующие элементы матриц, разницу между равноценностью и порядком приравниваем единице, между противоположными возрастными отношениями — двум; если соответствующие элементы представлены одинаковыми символами, разница между ними принимается равной нулю. Суммируется разница по всем элементам сравниваемых матриц. Чтобы на величине расстояния между двумя стратиграфическими схемами не отражался размер самих матриц, можно абсолютное значение расстояния отнести к количеству элементов матрицы.

Полученная величина (абсолютная или относительная) вполне совпадает в конкретных ситуациях с очевидными представлениями о различиях стратиграфических схем. Например, различие двух схем, в которых границы между стратиграфическими подразделениями проведены на разных уровнях, но не пересекаются, будет оценено более низким баллом, чем различие двух схем со взаимно пересекающимися линиями корреляций.

Таким образом, введенная величина может быть использована для оценки устойчивости работы алгоритма корреляции. Сама процедура вычисления однозначна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристотель. Метафизика. Соч. в 4-х тт. Т. 1. М.: Мысль, 1976.
2. Воронин Ю. А., Еганова И. А., Еганов Э. А. К проблеме упорядочения в геологии. — В кн.: Применение математических методов при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1974.
3. Горелова Н. Г., Еганова И. А. Программа на Форт-

- ране для решения частной задачи упорядочения в геологии (сопоставление геологических разрезов). Препринт. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1975.
4. Кемени Дж., Снелл Дж. Кибнетическое моделирование. Препринт. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1975.
5. Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М.: Наука, 1979.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(271.6)

А. Д. Щеглов

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА НА ФОРМАЦИОННОЙ ОСНОВЕ
ИЛИ КАРТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
С ЭЛЕМЕНТАМИ ТЕКТОНИКИ?

Рассматривается Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе) м-ба 1:2 000 000, составленная в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. Отмечено ее большое значение для понимания сложных проблем тектонической эволюции региона. Разбираются вопро-

сы методики составления карты и некоторые дискуссионные вопросы районирования. Отмечено, что карта в большей степени является формационной, чем тектонической. Подчеркивается, что она является хорошей основой для составления металлогенических и прогнозных карт.

Северо-Западная часть Тихоокеанского сегмента Земли или Дальневосточная окраина Азии издавна привлекала внимание исследователей своим крайне своеобразным и интересным сочетанием геологических структур, с развитием которых связано формирование многочисленных месторождений полезных ископаемых. Здесь фиксируются в сложных взаимоотношениях различные тектонические элементы, характерные как для континентальной коры, так и возникающие в зоне ее перехода к океанической.

Северо-Западная часть Тихоокеанского сегмента Земли или Дальневосточная окраина Азии издавна привлекала внимание исследователей своим крайне своеобразным и интересным сочетанием геологических структур, с развитием которых связано формирование многочисленных месторождений полезных ископаемых, формирование которых непрерывно связано с их развитием и во многом зависит от типа тектонических элементов и образующих их геологических формаций. Поэтому не случайно Дальний Восток — это вдохновляющий источник информации для широких обобщений, и не случайно в прошлые и настоящие годы фактический материал по данному региону служит основой многих интересных исследований, в том числе связанных с составлением геологических карт различного содержания. Все это вместе взятое позволяет с особым вниманием относиться к обобщающим работам по тектонике Дальнего Востока и его тектоническому районированию, так как тектонический анализ развития этой огромной и сложной провинции имеет не только важное значение в связи с познанием общих закономерностей тектонического развития региона, но в первую очередь обязан служить надежной основой для металлогенических построений, создания металлогенических и прогнозных карт на различные виды минерального сырья.

Пожалуй, в нашей стране нет иного региона столь многопланового по своей тектонической архитектуре, изучение которой позволяет глубже понять многие теоретические вопросы современной геологии. На Дальнем Востоке и сопредельных территориях, где платформенные структуры сочленяются с разновозрастными геосинклинально-складчатыми зонами разных типов, где срединные массивы — жесткие блоки раздробленного фундамента платформ отчетливо влияют на формирование складчатых сооружений и определяют мозаичный характер строения регионов, где монголо-охотские широтные структуры срезаются северо-восточными тихоокеанскими, где очень широко проявились вулканические процессы, нашедшие свое выражение в вулканических поясах разных типов, где современные и палеозоны Бенюфа в структурах земной коры проявляются наиболее контрастно и определяют развитие магматизма крупных регионов, где современные островные дуги являются прообразом геосинклиналей прошлого и т. д. — сама природа создала уникальный полигон для геологических исследований, выявления нового факти-

Одной из таких крупных работ является недавно изданная Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов м-ба 1:2 000 000, составленная в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР под редакцией академика Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. В ее создании принимали участие

коллективы ряда институтов Дальневосточного научного центра АН СССР, Якутского филиала СО АН СССР, Мингео СССР, производственных организаций Мингео РСФСР и Мингазпрома СССР [3]. Краткому рассмотрению этой карты и посвящена настоящая рецензия. Сразу же отметим, что карта не сопровождается объяснительной запиской. В какой-то мере этот недостаток восполняет статья Ю. А. Косыгина и др. [2], в которой в очень сжатом виде излагаются основные принципы составления карты и главные выводы по тектоническому районированию Дальнего Востока.

Карта составлена, как подчеркивают ее авторы, на формационной основе. Действительно, в условных обозначениях, как главные части легенды, выделены разделы: «Комплексы формаций» и «Формации». В первом показаны комплексы осадочных, эффузивных, интрузивных и метаморфических формаций. В рамках комплекса формации подразделяются по вещественному составу: например, терригенно-кремнистые, граувакковые, аркозово-карбонатные, глинисто-терригенные и другие осадочные формации; среди комплексов интрузивных формаций выделяются гранитоидные, габброидные, ультрамафитовые, а среди эффузивных — андезитовые, андезито-базальтовые, липаритовые, толеитовые и др. Во втором разделе «Формации» выделяются осадочные, магматические (эффузивные и интрузивные) и метаморфические формации. Если комплексов осадочных формаций выделено семь, то просто формаций девять; комплексов интрузивных пород три, а формаций семнадцать и т. д. В основу выделения формаций положен состав пород: например, граувакковая, аркозовая, глинистая, липаритовая, липарито-дацитовая, андезито-базальтовая, гранитовая, габбро-сиенитовая, дунит-гарцбургитовая и т. д. Важно отметить, что цветом обозначены комплексы формаций, а оттенками каждого цвета возраст соответствующих комплексов; из этого правила имеются исключения — оттенками некоторых цветов изображаются не возраст, а разные мощности некоторых комплексов формаций.

Осадочные, эффузивные и метаморфические формации и их состав показаны крапом, а состав интрузивных формаций — индексами. Для осадочных формаций характер рисунка крапа отражает особенности их складчатости: линейную, брахиформную, платформенную. Таким образом, в главном изобразительном приеме карты — цвете сочетаются два главных признака: принадлежность геологических образований (пород) к определенному комплексу формаций и возраст данного комплекса. Подчеркнем, что это удачное решение.

На карте и в легенде показаны разные разрывные нарушения (сбросы, сдвиги, надвиги,

разломы недифференцированные, зоны диафторитов); некоторые вулкано-тектонические элементы (депрессии, поднятия), четвертичные вулканы и характер геологических границ между формациями. В особую группу обозначений выделены оси крупнейших складок и направления их погружения, которые названы почему-то авторами «складчатые нарушения» (ось складки и направление ее погружения, очевидно, не нарушение?).

Карта сопровождается тремя врезками-схемами, представляющими, по существу, самостоятельные интересные геолого-графические произведения. Схема тектонического районирования (м-б 1:11 000 000) составлена Л. М. Парфеновым и отражает, по-видимому, общее мнение авторов о современном положении и характере главных тектонических элементов на территории Дальнего Востока; это, по существу, главный «тектонический итог» рецензируемого исследования. Две другие схемы имеют вспомогательный характер: одна из них — схема областей складчатости (на которой показаны области разновозрастной складчатости и простираение систем складок в их пределах) и другая — схема мезозойско-кайнозойских разломов. Обе схемы имеют м-б 1:15 000 000 и составлены А. А. Врублевским, Л. П. Карсаковым, Б. А. Натальиным, Л. М. Парфеновым, Д. Ф. Семеновым. Таковы кратко исходные данные новой тектонической карты Дальнего Востока. К этому следует добавить, что карта была принята к печати в 1977 г., а издана на Ленинградской картографической фабрике ВСЕГЕИ в конце 1982 г.

Из изложенного следует, что в основу карты положен формационный принцип расчленения геологических образований с выделением комплексов формаций и отдельных формаций прежде всего по вещественному признаку. Для трех комплексов осадочных формаций показаны их мощности. В легенде к карте не нашли отражения тектонические условия образования формаций и их комплексов. Это существенный недостаток работы, так как карта названа тектонической и, очевидно, графическое отображение тектонических обстановок образования формаций должно являться одним из главных принципов составления тектонической карты. Например, на карте выделяется карбонатная формация, однако тектоническая природа ее, условия образования не раскрыты; в то же время совершенно очевидно, что карбонатные комплексы могут формироваться в совершенно различных тектонических условиях. Показ крапом по цвету формации характера складчатости толщ не восполняет отсутствие в легенде данных о тектонических условиях образования пород. Сказанное относится, например, и к комплексу гранитоидных форма-

ций и гранитовой формации. Известно, что граниты — образования конвергентные, поэтому расчленение их по тектоническим обстановкам проявления и отражение этого в легенде — необходимое условие для тектонических карт. Подчеркнем еще раз, что новая карта составлена путем выделения геологических формаций, при этом одним из главных объектов изображения является вещественный состав геологических образований. Такой подход, казалось бы, открывает новые возможности в картографическом изображении тектонических элементов и интерпретации их соотношений. Однако эти возможности, к сожалению, использованы далеко не полностью — из-за чрезмерной, как нам кажется, формализации выделенных формаций. Стремясь к максимальной объективности, авторы классифицируют геологические формации и комплексы формаций по количественным соотношениям входящих в них типов пород, притом только наиболее распространенных. Осадочные и вулканогенные формации разделены, так что смешанные формации в легенде места не нашли, хотя на карте они обозначены с помощью смешения знаков: Не показаны некоторые второстепенные по распространенности, но важные в генетическом отношении породы; не отражено строение разрезов осадочных формаций. В результате привычные для геологов, легко распознаваемые в поле и несущие в себе большую генетическую нагрузку типы формаций и применяемые для их обозначения термины исчезли из языка карты, и чтобы перевести формационную часть легенды на широко применяемые в практике наименования и определить по карте распространение таких формаций, как кремнисто-вулканогенная, флишевая, молассовая и т. п., нужно проделать большую работу без уверенности в адекватности полученного результата. В отношении ряда осадочных комплексов скорее можно говорить о литологической нагрузке легенды, чем о формационной.

В равной степени это касается и метаморфических комплексов, для которых даны лишь преобладающие петрографические типы пород. Такая классификация несет в себе очень небольшую генетическую информацию. Представляется, что для метаморфических формаций на тектонической карте на современном уровне наших знаний гораздо существеннее было бы показать параметры метаморфических процессов: температуру, давление, температурный градиент, геохимический режим. Это было бы новым элементом карты. Сугубо литологический подход привел к тому, что метаморфизм сравнительно слабо измененных комплексов, где распознается исходная литология, на карте никак не обозначен, отчего карта лишилась

одного из важнейших показателей эндогенного режима.

В рассматриваемом аспекте больше «повезло» магматическим формациям, поскольку преобладающие в них типы пород дают представление об их формационной природе. Однако, к сожалению, формационная характеристика магматических пород плохо читается на карте, ибо, например, палитра, примененная для вулканических комплексов, слишком бедна для их отчетливого различия, а интрузивные формации и вовсе не разделены по окраске, а обозначены лишь индексом, что противоречит основному принципу составления карты и сильно обедняет ее: в этой части предложенная карта не отличается от генерализованной геологической.

Несмотря на указанные недостатки, подбор цветов для обозначения формаций (при чтении карты в целом или ее крупных частей) следует признать удачным. Авторы смогли выигрышно сочетать главный принцип изображения — цвет веществу и возрасту с традиционным применением красок на геологических и тектонических картах, благодаря чему восприятие новой карты осуществляется легко и без перестройки привычных зрительных ассоциаций.

К изобразительным достоинствам карты следует также отнести разработанный авторами набор литологических и структурных обозначений — крапов, дающих наглядное и легко воспринимаемое представление не только о составе, но и о характере строения ряда осадочных комплексов формаций.

Возвращаясь к основному принципу составления карты, отметим, что он сочетает в себе две главные особенности: во-первых, вводит в изображаемую ситуацию вещественные характеристики верхней части земной коры, что, учитывая их генетическую информативность, существенно расширяет интерпретационные возможности карты; во-вторых, увеличивает роль объективных показателей в нагрузке карты, чем ставит интерпретацию в более жесткие рамки. И все же внимательное ознакомление с легендой и самой картой показывает, что перед нами не тектоническая карта на формационной основе, а карта геологических формаций с элементами тектоники. Только с этих позиций и следует оценивать рецензируемую работу; в противном случае мы должны рассматривать картографическое произведение, в котором содержание не соответствует его названию. Однако сказанное, по-видимому, вызовет резкое возражение, так как существуют представления о том, что тектонические карты — это «карты, отображающие расположение геологических тел с учетом их вещественного состава» [1, с. 13]. Этого мнения придержива-

ются и составители карты, понимая под формациями геологические тела, характеризующиеся прежде всего определенным составом пород [2]. Иными словами, состав пород, оцененный, а иногда и трансформированный с позиций указанных представлений о формациях и послуживший основанием для их выделения, является основой составления карты. Но какой? Формационной или детализированной геологической, но не тектонической. Такую карту в тектоническую не может преобразовать показ некоторых условий залегания пород и их взаимоотношений (границы согласные, несогласные, интрузивные контакты).

Известно, что область геологической науки, именуемая тектоникой, изучает геологические структуры, движение и развитие земной коры; в последние годы в объекты ее изучения включаются вопросы, связанные с образованием земной коры разных типов, и процессы, происходящие в мантии. Поэтому главная задача тектонических карт конкретных регионов — графическое отображение ее различных структурных (тектонических) элементов с подразделением их на наиболее характерные типы, показ взаимоотношений этих структур, их возраста и геологических формаций, которые их образуют, что в совокупности должно графически отразить на карте историю тектонического развития данного региона, современное тектоническое строение поверхности земной коры. Очевидно, в настоящее время возможно для ряда крупных регионов отражать на карте по геофизическим данным методом наложенных врезок — колонок строение тектоносферы: мощности и предполагаемый состав различных оболочек земной коры и мантии. По нашему мнению, тектоническая карта и легенда к ней должны прежде всего содержать и графическим путем наглядно отражать характеристику главных тектонических элементов и особенностей их эволюции во времени. Составление тектонических карт возможно разными методами, один из них — всесторонний анализ структурно-формационных данных на основе создания вспомогательных формационных карт. Такие карты позволяют наиболее объективно производить выделение и классификацию различных элементов; они служат наиболее достоверной и объективной основой для тектонических и металлогенических карт, широких обобщений по тектоническому и металлогеническому районированию. Ранее нами отмечалось [5, с. 23], что для металлогенических карт наиболее правильным и перспективным оказался метод их составления на структурно-формационной основе, где графически были показаны (цветом, штриховкой и крапом) конкретные разнотипные тектонические структуры (элементы) и слагающие их геологические формации. Из ана-

лиза таких карт следовало, что разные тектонические элементы, в том числе геосинклинальные зоны разного типа, существенно отличаются друг от друга не только историей развития, но и металлогенией. Конечно, металлогенические карты несут и специальную металлогеническую нагрузку. Собственно формационные или структурно-формационные карты являются только основой специализированных тектонических и металлогенических карт и не могут рассматриваться как карты иного содержания. К сожалению, рецензируемая карта является примером первых карт: это только хорошая основа для создания действительно тектонической карты, очень важный и трудоемкий этап ее составления. Тем не менее Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных территорий представляет собою крайне интересное картографическое произведение, содержащее большой фактический материал, на основе которого возможно создание уже собственно тектонической, по нашему мнению, карты, которая в полной мере выявит особенности тектонического районирования территории в соответствии с ее масштабом. В настоящее время эту задачу выполняет мелко-масштабная схема-врезка тектонического районирования Дальнего Востока. Карта и схема содержат ряд важных и интересных выводов, которые имеют большое значение для понимания с современных позиций тектонических особенностей региона. Остановимся только на некоторых из них. Прежде всего отметим, что тектоническая интерпретация фактического материала карты отражена авторами на трех врезках, а также частично в статье [2] и монографии [4], опубликованной задолго до издания карты. Эти материалы вносят много нового в понимание тектонической эволюции Дальневосточного региона. Главной идеей в них является представление о единообразном и однонаправленном развитии краевых геосинклинальных систем в мезозое и кайнозое. Авторы считают, что мезозойско-кайнозойские геосинклинальные системы могут трактоваться как аналоги современных островодужных систем (в широком смысле слова, т. е. включая окраинные моря, континентальные склоны и глубоководные желоба). Миграция островных дуг в сторону океана определяет, по мнению авторов, разрастание континентальной коры за счет океанической. Здесь авторы развивают получившие в настоящее время широкое распространение взгляды на природу современных геосинклиналей, изложенные, в частности, в работах Н. П. Васильковского, Г. М. Власова и др.

Нужно сказать, что подобная трактовка хотя и не противоречит представленному на обсуждаемой карте материалу, но и не выте-

кает из него. Древние геосинклинальные и современные островодужные системы, возможно, не являются генетически идентичными элементами, а предложенная классификация формаций слишком обща, чтобы быть серьезным аргументом в рассмотрении этого вопроса.

Распространить же выводы о постепенном наращивании материковой коры на домезозойскую историю оказывается вовсе затруднительным. Тектоническая карта дает достаточные основания говорить, как это делают и авторы, о чрезвычайной длительности и унаследованности развития геосинклинальных систем, заложение которых относится к началу палеозоя и отчасти к рифею. Подвижный режим этих систем сохраняется (за исключением крайнего севера страны) на протяжении всего палеозоя и раннего мезозоя. На большей части показанной на карте территории геосинклинальные формации залегают, как можно судить по многочисленным выступам кристаллического докембрия, особенностям интрузивного магматизма и другим признакам, на раннедокембрийском фундаменте, который представляет собой хорошо развитую континентальную кору. Срединные массивы, разделяющие геосинклинальные системы, также не могут быть истолкованы иначе как блоки очень древней, но хорошо развитой континентальной коры. Все это говорит о том, что Дальний Восток был ареной разрушения докембрийских континентальных структур вплоть до позднемезозойской эпохи, когда интенсивные проявления диастрофизма — складчатости, магматизма и метаморфизма — привели к замыканию геосинклинальных бассейнов и повторной консолидации древней окраины материка с причленившимися к нему сравнительно небольшими участками преобразованной океанической коры. Таким образом, анализ тектонических отношений, раскрываемых с помощью новой карты, приводит к ряду важных общегеологических выводов. Не менее существенны и выводы регионального характера, которые могут быть получены на материале конкретных тектонических зон и областей. Здесь показ литологических и формационных особенностей строения верхних частей коры может служить для палеотектонических и палеогеографических реконструкций и, что особенно важно, для более полного, чем это было возможно до сих пор, анализа геологических обстановок проявления месторождений и выявления наиболее благоприятных из них для локализации оруденения. В этом плане важным является выделение эвгеосинклинальных систем двух типов (А и Б). Пожалуй, впервые к эвгеосинклиналям отнесены Сихотэ-Алинская и Монголо-Охотская системы, которые вместе с Корянской образуют, по мнению авторов кар-

ты, единый периокеанический пояс. Это смелое обобщение, которое вызывает определенные возражения. Во-первых, Корянская и Сихотэ-Алинская геосинклинали существенно отличаются друг от друга, хотя бы отсутствием в Сихотэ-Алинской зоне типичных ультраосновных интрузий с характерной хромитовой и платиновой минерализацией и типичных комплексов раннегеосинклинальных эффузивов; это существенно разные типы эвгеосинклиналей, развивающиеся на различном субстрате: континентальной (Сихотэ-Алинская, Монголо-Охотская системы) и океанической (Корянская система) коре. Во-вторых, по нашему мнению, имеющийся фактический материал о развитии эвгеосинклинальных комплексов не позволяет столь уверенно, как это показано на тектонической схеме, выделять трансконтинентальный периокеанический мезозойский эвгеосинклинальный пояс. Значительная его часть скрыта водами Берингова и Охотского морей, что в еще большей степени подчеркивает иллюзорность таких глобальных построений. Предлагаемая интерпретация положения эвгеосинклиналей на Дальнем Востоке и сопредельных районах не раскрывает характера взаимосвязей геологических формаций, слагающих ложе Тихого океана (океаническую кору), с эвгеосинклинальными комплексами, часть из которых также представляют образования последней.

Следует отметить, что Сихотэ-Алинская складчатая система всегда ранее относилась к миогеосинклиналям. Это, по существу, был эталон терригенных, песчаниково-сланцевых геосинклиналей с характерным для них оловянно-вольфрамовым оруденением. Новый взгляд на природу этой складчатой области чрезвычайно важен для перспективной оценки территории на субмаринное колчеданное оруденение и более глубокого понимания особенностей проявления оловянного и вольфрамового оруденения. Становится более понятным, почему в Приморье месторождения олова и вольфрама не связаны с развитием геосинклиналей, а формируются независимо от него: для эвгеосинклиналей — редкометальная минерализация не характерна. Вызывает возражение выделение Монголо-Охотского аппендикса как самостоятельной структуры, не связанной с Забайкало-Монгольскими. На схеме тектонического районирования Дальнего Востока эта эвгеосинклинальная структура обрывается у северо-западного окончания Буреинского массива. Между тем именно здесь — в зоне сочленения структур Становой складчатой области и Буреинского массива вдоль Монголо-Охотского краевого шва имеет место формирование сложных, долгоразвивающихся эв- и миогеосинклинальных прогибов, иногда проявляющихся в

эмбриональной форме. Именно в этой зоне происходит сочленение Монголо-Охотских структур с Тихоокеанскими и прослеживаются связи в тектоническом развитии палеозойских и мезозойских структур Забайкалья и Приамурья.

На карте и схеме «исчез» Колымский срединный массив, его место «уверенно» заняла Алазейско-Охотская эвгеосинклиналильная система типа Б. Такое решение не является однозначным, так как возможны и иные трактовки геологического материала. Так, краевые поднятия «бывшего Колымского массива», сложенные метаморфическими комплексами и показанные на карте как протерозойские образования, существуют и их, очевидно, следует рассматривать как блоки более крупной жесткой структуры, переработанной в значительной степени наложенными прогибами, в частности эвгеосинклиналиями типа Б, развивающимися на консолидированном раздробленном субстрате (Колымского массива?). Об этом, в частности, свидетельствует германотипный характер складчатости в Алазейско-Олойской эвгеосинклиналильной системе типа Б. (Кстати говоря, из легенды к схеме не ясно, что такое эвгеосинклинали типа А и Б, а из самой карты их различия вычитываются с трудом.) При решении вопроса о Колымском массиве следует учитывать особенности развития разных типов эндогенных месторождений. Так, например, северо-западный контур массива отчетливо оконтуривается ртутными и сурьмяными месторождениями, приуроченными к зонам глубинных разломов, а в пределах «массива» развиты характерные стратиформные флюорит-полиметаллические месторождения, приуроченные к девонским карбонатным толщам платформенного типа. Такие месторождения не формируются в эвгеосинклиналильных условиях и, напротив, служат индикаторами консолидированных структур. Поэтому вопрос «ликвидации» Колымского массива нельзя считать решенным. Эта проблема требует дальнейшего изучения. По нашему мнению, современный фактический материал свидетельствует в пользу существования в контурах бывшего Колымского массива крупной раздробленной жесткой структуры, в значительной степени переработанной наложенными эвгеосинклиналильными прогибами. Строение Колымского массива оказывается значительно более сложным, чем это считалось ранее, когда он вырисовывался как единый, стабильный микроконтинент.

На карте и схеме контрастно показаны мезозойские и кайнозойские вулканические пояса — очень характерные для Дальнего Востока структуры. Они подразделяются на островные дуги и окраинно-континентальные пояса. К особой категории структур относятся вулканиче-

ские дуги, которые по рангу сопоставимы с вулканическими поясами и островными дугами. Из легенды следует, что островные дуги — это не вулканические дуги. Типичные, по нашему мнению, островодужные пояса, такие как Курильская и Алеутская, относятся не к вулканическим поясам островных дуг, а к вулканическим дугам, которые, судя по легенде, вулканическими поясами не являются. Так ли это? В то же время к вулканическим поясам типа островных дуг относятся крайне спорные по тектонической принадлежности структуры: к ним, например, принадлежит Удско-Мургальская — самая крупная островная дуга, скрытая на 90% прибрежными водами Охотского моря. Вызывает возражение и отнесение значительной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (в северной его части) к вулканической дуге, которая прослеживается на юг и занимает значительную территорию островов Хоккайдо и Хонсю. Окраинно-континентальные и внутриконтинентальные вулканические пояса мелового возраста рассматриваются как, очевидно, сходные в тектоническом плане образования, при том, что они резко отличаются по набору формаций и тектоническим условиям формирования. Все это показывает, что вопросам классификации региональных вулканических структур и поясов авторы карты не уделили необходимого внимания. Дальнейшее совершенствование представлений о тектонических типах и природе вулканических поясов является одной из важных задач изучения геологии и тектоники Дальнего Востока. На карте плохо читаются различные типы разрывных нарушений; кроме того, на ней практически отсутствуют разломы, поперечные простиранию систем складок. Это особенно характерно для Приморья. Нарушения, поперечные к складчатым структурам или к главным зонам разломов, обычно являются «локализаторами» оруденения, поэтому их выделение даже на мелкомасштабных картах необходимо. Часто это скрытые разломы, фиксируемые по косвенным признакам: зонам мелкой трещиноватости, полям даек, но тем не менее их отражение на тектонических картах, в особенности в рудных провинциях, не должно ускользать из поля зрения составителей карт.

Сопровождающие карту схемы мезозойско-кайнозойских разломов и областей складчатости наглядно в обобщающем виде иллюстрируют положение на Дальнем Востоке указанных тектонических элементов. На схеме разломов цветом удачно показаны различные системы разломов и их возраст. Не совсем понятно, почему все разломы на северо-западе карты в обрамлении Сибирской платформы связаны с горизонтальными перемещениями блоков и поче-

му в других районах подобные системы разломов не выделены? На схемах обращает на себя внимание очень интересный факт: разломы и системы складок отчетливо оконтуривают «ликвидированный» Колымский массив, своим положением подчеркивая существование какой-то (какой?) жесткой структуры. Может быть эти, очевидно, объективные факты говорят в пользу того, что крупный срединный жесткий блок домезовоиских структур на Северо-Востоке все-таки существует?

Итак, коллективом специалистов составлена важная для понимания особенностей геологического развития Дальнего Востока и сопредельных территорий карта, которая ее авторами названа тектонической. Выполнена большая и сложная работа по выделению и характеристике осадочных, магматических и метаморфических формаций и комплексов формаций и установлению их геологических взаимоотношений. На этой основе сделаны важные обобщения, отраженные на тектонических схемах-врезках и частично на самой карте. Однако рассматриваемая карта по своей смысловой и графической нагрузке в большей степени соответствует карте геологических формаций (с элементами тектоники), чем собственно тектонической. Это только очень хорошая основа для создания последней. Очевидно, авторы карты полагали, что принятый ими подход к составлению тектонической карты путем выделения формаций и их комплексов будет способствовать наиболее объективному выявлению тектонических особенностей развития территории. Это, безусловно, так, но только в том случае, когда под геологическими формациями понимаются группы геологических тел, сходных не только по составу, но и по геологическим условиям (обстановкам) их формирования. Последнее является обязательным при выделении формаций и их комплексов, как и отражение этого в легендах карт и на самих картах. Выделение формаций только по вещественным признакам является не полным, в особенности в настоящее

время, когда все в большей степени выясняется роль конвергентных формаций, что особенно характерно для магматических и рудных образований.

Одна из важных особенностей карты — ее огромная информативность, позволяющая читателям самостоятельно интерпретировать заложенный в карту фактический материал. В этом большая ценность рассматриваемого картографического произведения. Другая ее особенность и также несомненная ценность в том, что карта порождает ряд важных вопросов, имеющих общее и частное значение, заставляет вновь осмысливать, казалось бы, хорошо известный материал. К таковым, например, относятся вопросы о характере и типах тектонических карт; можно ли считать тектонической картой формационную? должна ли тектоническая карта быть только достоверным «слепок» с геологических тел и формаций, или одной из ее главных задач является графическое отображение тектонических элементов и особенностей их развития на основе структурно-формационного анализа разных по площади регионов? должна ли тектоническая карта отражать авторскую интерпретацию фактического материала, которая всегда является субъективной, или только «объективный» фактический материал?

Вышла в свет новая, интересная и пужная работа. Следует особо отметить, что она представляет значительный интерес для специалистов, занимающихся выяснением закономерностей размещения месторождений (прежде всего рудных), так как открывает некоторые новые пути их познания; кроме того, структурно-формационная основа карты может быть использована при составлении металлогенических и прогнозных карт. В целом рассматриваемая работа является крупным вкладом в изучение геологического строения советского Дальнего Востока и, несомненно, будет способствовать более глубокому пониманию сложных проблем его тектонического развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981.
2. Косыгин Ю. А., Натальин Б. А., Парфенов Л. М. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе). — Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
3. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных

- дальних районов (на формационной основе) м-ба 1:2 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
4. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979.
5. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1976.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
11 апреля 1983.

И. К. Тузов

ГЛУБИННЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОН СОВРЕМЕННОГО АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Рассматривается книга С. Т. Балесты «Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма» (М.: Наука, 1981), в которой анализируются

Курило-Камчатские вулканы являются одним из наиболее интересных объектов с точки зрения изучения особенностей вулканизма; его связей с мантией и др. Это еще в 1946 г. подчеркивал академик А. Н. Заварицкий, а связь процессов магнообразования с верхней мантией впервые наглядно показал Г. С. Горшков в 1956 г., обратив внимание на затухание энергии сейсмических волн под Ключевской группой вулканов на глубине около 60 км [1].

Это определяет интерес к книге С. Т. Балесты «Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма». В ней рассматривается строение земной коры и магматических очагов областей современного вулканизма на примере Камчатки; анализируются физические свойства, строение земной коры, верхов мантии и магматических очагов других областей современного магматизма: Японии, Гавайских островов, Исландии; описываются результаты ультразвукового сейсмического моделирования, особенности методики сейсмического просвечивания вулканов Камчатки, характер полевых материалов и методика их обработки, в значительной степени основанная на материалах физического моделирования и, наконец, глубинное строение и магматические очаги Камчатки.

Земная кора и верхняя мантия Курило-Камчатской зоны современного вулканизма имеют сложное строение. Они характеризуются наличием скоростных и плотностных неоднородностей, прослеживающихся до глубин 100—200 км токопроводящих объектов; зон с аномально высоким поглощением энергии сейсмических волн; мощного переходного от коры к мантии слоя и др. Аналогичное сложное строение характерно для литосферы других вулканически активных областей, таких, как срединно-океанические хребты, Байкальский рифт и др.

В книге С. Т. Балесты приводятся интересные сведения о физических свойствах магм и зон частичного расплава пород по литературным источникам и собственным наблюдениям. Эти данные свидетельствуют о том, что затухание энергии сейсмических волн резко возрастает при температуре около 1200 °С, значительно уменьшаются значения скоростей рас-

ся проблемы строения земной коры и магматических очагов Камчатской зоны современного вулканизма.

пространения сейсмических волн; электрическое сопротивление при повышении температуры до 1000 °С снижается на несколько порядков, еще на несколько порядков оно уменьшается в расплавах; между вязкостью и электрическим сопротивлением существует прямая зависимость; электрическое сопротивление также резко зависит от наличия в породах свободной воды и рудных компонентов; плотность магм в связи с взаимно компенсирующим влиянием температур и давления с глубиной слабо отличается от плотности вмещающих пород и др. Анализ этих материалов позволил С. Т. Балесте сделать обоснованные выводы об эффективности того или иного геофизического метода для изучения глубинного строения вулканических областей и магматических очагов.

Сложность глубинного строения вулканических областей и разнообразие физических свойств магм заставили автора обратиться к физическому моделированию условий прохождения сейсмических волн через магматический очаг. Им было установлено, что в случае превышения скоростей во вмещающих породах над скоростями в магматическом очаге в полтора раза в первых вступлениях за вулканом регистрируются не проходящие через очаг колебания, а дифрагированные волны, обогнувшие очаг во вмещающим породам. Это принципиально новый вывод, так как ранее представлялось, что за вулканом регистрируются сильно ослабленные прошедшие через очаг волны. Было определено также, что сейсмическая запись в области тени имеет характерные особенности: относительно небольшую интенсивность в краевых зонах тени и достаточно высокую в ее центральной части. Это объясняется тем, что в одном случае дифрагированные волны приходят в противофазе, в другом случае — в фазе. Эти особенности записи в тени магматического очага были подтверждены при полевых исследованиях и явились теоретической базой для разработки основных моментов геологической интерпретации материалов. Они позволили определить положение центра магматического очага и его размеры.

С. Т. Балеста с коллегами установил основные особенности методики изучения глубинного строения областей современного вулканизма

и методики просвечивания магматических очагов: на первом этапе исследований выполняются продольные профили ГСЗ, затем непродольные системы наблюдений с различными расстояниями пункт взрыва — вулкан и вулкан — точка приема, электромагнитные исследования с естественными и искусственными источниками, проводится изучение геотермического режима недр.

Земная кора Камчатской области современного вулканизма характеризуется специфическими особенностями строения. Одной из наиболее ярких среди них, по мнению автора, является наличие мощного переходного от коры к мантии слоя, толщина которого под некоторыми вулканами достигает 20 км. Переходный слой характеризуется сложным распределением скоростей сейсмических волн, их инверсией, дефицитом плотностей и повышенной электропроводностью, что, по мнению С. Т. Балесты, свидетельствует о скоплении в нем расплава и магматических очагов. В книге показано, что различные геоструктурные зоны Камчатки имеют свои особенности глубинного строения. Одним из важных результатов проведенных комплексных исследований является вывод о наличии под вулканами на глубинах от 1,5 до 10—20 км периферических магматических очагов, отличающихся друг от друга размерами, формой, глубиной залегания, длительностью существования, активностью связей с питающими очагами и др. Основные питающие очаги по С. Т. Балесте приурочены к упоминаемому переходному слою, т. е. к глубинам 30—60 км, а зоны магнообразования размещаются в основном в верхней мантии на глубинах до 200 км. Питающие очаги в переходном от коры к мантии слое соединяются с зонами магнообразования вертикально ориентированными магматическими «колоннами» или по автору — «магноводами».

К работе имеются замечания.

Автор пишет, что проходящие через магматический канал сейсмические волны в зоне тени не регистрируются. Очевидно, это не так. В монографии указывается, что при соотношении скоростей во вмещающей среде и в магматическом очаге, равном или более 1,5, в первых вступлениях за вулканом прослеживаются дифрагированные волны. Возникает вопрос: какие волны регистрируются в первых вступлениях за вулканом при соотношении указанных скоростей менее 1,5? Сам по себе напрашивается ответ — волны, проходящие через очаг. Надо полагать, что при соотношении скоростей во вмещающей среде и магматическом очаге, равном или превышающем 1,5, проходящие через магматическую камеру сейсмические волны не исчезают, а регистрируются во вторых вступлениях. К сожалению, ни тот ни другой вопросы

в работе не рассмотрены. Это весьма досадно, так как волны этого типа несут информацию о внутреннем строении магматического очага. По-видимому, эти вопросы могли быть изучены достаточно эффективно при помощи математического моделирования.

С этим замечанием тесно смыкается другое. Автор пишет о затруднительности использования кинематических параметров сейсмических записей для изучения магматических очагов, и в работе о их использовании не указывается. Думается, что такой вывод трудно назвать обоснованным. Кинематические особенности записей всегда были основным оружием сейсмических методов исследований. Наверное, при соответствующих проработках и в данном случае они могли бы принести несомненную пользу, в том числе и кинематические особенности дифрагирования волн, которые, как свидетельствует автор, регистрируются в зоне тени достаточно уверенно. Это и предыдущее замечание надо рассматривать как пожелание на будущее.

Как указывалось, мощность переходного от коры к мантии слоя достигает на Камчатке, по мнению С. Т. Балесты, 20 км. Представляется, что эта цифра явно завышена. Автор приходит также к выводу, что переходный слой не следует включать ни в кору, ни в мантию. Спрашивается: куда же его отнести? Считать этот слой одноранговым с корой и надастеносферной частью мантии вряд ли допустимо.

Ничем, кроме материалов электромагнитных исследований, не подкреплены утверждения автора о том, что основные питающие очаги приурочены к переходному слою. Возможно, это и так. Но в книге это положение не выглядит убедительным. Вместе с этим вопросом возникает проблема геологической природы слоя высокой проводимости, прослеживающегося по данным электромагнитных исследований в районах изученных вулканов в низах земной коры. Автор считает, что эти аномалии проводимости обязаны своим происхождением магматическим очагам. Если это так, то трудно соотнести друг с другом данные региональных электромагнитных исследований, указывающих, что этот слой прослеживается в пределах всей Камчатки, с представлениями о локальном характере магматических объектов. Это тем более трудно сделать, что проводящий слой в низах коры следится не только на Камчатке, но и в таких заведомо неактивных в вулканическом отношении районах, как Сихотэ-Алинь, Буреинский массив и другие регионы Дальнего Востока.

Монография, к сожалению, слабо иллюстрирована сейсмическими записями (приводится сейсмограмма всего одного профиля), хотя объем монографии позволял привести их по всем профилям. Без сейсмических записей очень

трудно воспринимаются описания волновой картины, приводимые в тексте. Невозможно оценить особенности волновой картины в зоне тени, убедиться в достоверности графиков амплитуд и их соответствии физическому моделированию, на выводах которого основывается вся интерпретация сейсмических материалов.

Весьма желательно было бы видеть модели глубинного строения для каждой из изученных групп вулканов: Ключевской, Авачинско-Корякской и Толбачинской с указанием местоположения очагов, питающих каналов, магмоводов, магматических колонн, их соотношений с переходным слоем, сейсмическими разделами и др. Уместно было бы показать лучи основных сейсмических волн. Это значительно помогло бы восприятию того, что пишется в работе о магматических очагах.

Выводы автора об особенностях глубинного строения Камчатки, о типе сейсмических волн и характере волновой картины в зоне тени за вулканом, предложения по методике просвечивания вулканов, данные о глубине и размерах периферийных магматических очагов в целом хорошо аргументированы теоретическими, модельными и полевыми исследованиями. Автор книги впервые показал, что в тени за вулканом в первых вступлениях при определенных соотношениях скоростей во вмещающей среде и в магматическом очаге регистрируются не проходящие, а дифрагированные волны; сформулировал и внедрил в практику работ основные приемы методики сейсмического просвечивания вулканов; определил глубину залегания и изучил особенности строения периферических магматических очагов под Ключевской, Авачинско-Корякской и Толбачинской группами вулканов Камчатки. Вместе с тем следует отметить, что эти работы необходимо продолжать в дальнейшем с целью выработки критериев изучения сейсмическими методами внутреннего строения и состояния вещества магматических очагов. На данном этапе разработки метода судить о состоянии вещества внутри выявленной неоднородности практически невозможно, и, следовательно, трудно оценить ее геологическую природу.

С. Т. Балестой отмечена интересная закономерность: скорости распространения сейсмических волн в кровле гранитного слоя по мере приближения к Ключевской и Авачинской группам вулканов увеличиваются в первом случае от 6,4 до 6,6—6,7 км/с, во втором — от 6,0 до 6,3—6,8 км/с. При этом скорость в базальтовом слое под Ключевской группой вулканов остается неизменной, а под Авачинской увеличивается от 6,3—6,7 до 6,8 и, возможно, до

7,8 км/с. Вероятно, можно согласиться с С. Т. Балестой в том, что эти вариации скоростей тесно связаны с особенностями вещественного состава пород в районах активного вулканизма.

На основании анализа скоростей распространения сейсмических волн и их связей с породами того или иного вещественного состава, привязки преломляющих границ к обнажениям коренных пород и изучения ксенолитов отмечается, что до глубины 10 км земная кора Камчатки, характеризующаяся скоростями 5,0—5,4 км/с и менее, вероятно, сложена осадочно-вулканогенными образованиями позднего мела и палеогена. Ниже лежащие сейсмические слои со скоростью 5,7 км/с по привязке к обнажениям коренных пород на Ганальском хребте представляются состоящими из пород зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Еще ниже до глубины 20 км (скорости 5,9—6,2 км/с) залегает слой гранулитов, который подстилается основными гранулитами (6,6 км/с).

Отмеченное выше возрастание скоростей сейсмических волн под Ключевской группой вулканов предположительно связывается с развитием в консолидированной коре под этими вулканами пород типа долевошатовых амфиболов, амфиболовых габбро и габброидов.

По-видимому, с версией автора о том, что земная кора Камчатки сложена метаморфическими породами осадочного и вулканогенного происхождения, нельзя не согласиться.

По мнению С. Т. Балесты, упоминаемый выше переходный от коры к мантии слой является ареной активной переработки глубинного вещества. Процесс этот является сложным и разнонаправленным. В одном случае, по С. Т. Балеста, происходит приращение земной коры за счет базальтового вулканизма, в другом — ее сокращение в результате отторжения блоков коры и их погружения в мантию. По-видимому, С. Т. Балеста в принципе правильно описывает содержание глубинного геологического процесса в областях современного вулканизма, подчеркивая идею его двуединности, хотя не исключена вероятность, что этот процесс в такого типа областях направлен в основном на приращение земной коры как сверху, так и снизу.

Книга С. Т. Балеста, рассматривающая глубинное строение Камчатской области современного вулканизма, является заметным событием в геологической жизни и сыграет свою роль в понимании глубинных тектонических процессов, преобразующих внешний облик и внутреннее содержание нашей планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
ИТГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
16 мая 1983 г.

ХРОНИКА

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ВОЗМОЖНОСТЕЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА СЕВЕРЕ ТИХОГО ОКЕАНА

В соответствии с планом работ по межведомственному проекту «Седимент» с 28 февраля по 4 марта 1983 г. в Южно-Сахалинске проведено Всесоюзное совещание по разделам названного проекта: «Корреляция кайнозойских геологических событий на севере Тихого океана» и «Строение осадочного чехла» (организаторы СахКНИИ ДВНЦ АН СССР и Тихоокеанская экспедиция ВМНПО Союзморгео. В это же время работала школа-семинар по сейсмостратиграфии). Совещание проводилось по программе, утвержденной вице-президентом АН СССР А. Л. Яншиным, с обсуждением следующих вопросов: достижения сейсмостратиграфии в изучении земной коры северо-западной части Тихого океана; геологические тела в зоне сопряжения шельфа, материкового склона и его подножия; увязка геологических данных по дальневосточным акваториям и их обрамлению и история формирования осадочных бассейнов; основные геологические явления в истории дальневосточных регионов и их корреляция; геологические и геофизические методы в комплексе исследований по освоению минерального сырья осадочных бассейнов Дальнего Востока.

В работе совещания приняли участие специалисты различных организаций АН СССР, Министерства газовой промышленности СССР, Министерств геологии СССР и РСФСР, других ведомств — всего 155 человек от 20 организаций из 14 городов СССР.

На совещании заслушано 40 докладов и около 150 выступлений по ним. Развернувшиеся дискуссии способствовали объективному, весьма плодотворному рассмотрению поставленных проблем и явились для участников школой по обмену опытом.

В ходе работы школы-семинара по сейсмостратиграфии рассмотрен широкий круг проблем геологической интерпретации сейсморазведочных материалов. Отдельные доклады (В. О. Савицкий, И. И. Хведчук, А. Е. Шлезингер) освещали методологические, тектонические и литодинамические аспекты сейсмостратиграфического анализа (цели, задачи и этапы исследований и т. д.), значительная часть сообщений посвящена вопросам его практического использования в изучении северо-западной части Тихого океана. Была показана возможность поисков здесь ловушек тектонически экранированного типа (В. В. Харахинов, В. Э. Кононов, Ю. В. Лопатнев, Ю. Г. Слуднев), ловушек неантиклинального типа на суше (погребенные речные долины). Детально рассматривалась сейсмостратиграфия осадочного чехла дальневосточных окраинных морей и присахалинского шельфа (В. О. Савицкий, И. И. Хведчук, Л. С. Маргулис, В. С. Ковальчук, Ю. Н. Самойленко, А. В. Журавлев, Л. С. Чуйко, В. Н. Москаленко, Л. Р. Мерлин, В. В. Куделькин). Отдельные доклады характеризовали строение осадочного чехла и подстилающих его геологических тел в пределах северо-западной части Тихого океана, глубоководных желобов (Г. С. Гнибиденко, О. С. Корнев, А. В. Медведев), Бискайского бассейна (С. М. Жарков) и других регионов. Затрагивались проблемы дальнейшего развития сейсмостратиграфии с целью детализации исследований в сейсмофациальном и сейсмо-

литологическом анализе структуры осадочного чехла. В этом аспекте представляли интерес доклады Ф. И. Хатянцева, В. В. Ногина, касавшиеся основ структурно-формационных исследований, природы сейсмических отражений, восстановления палеообстановок.

Часть докладов была посвящена вопросам биостратиграфии кайнозоя Дальнего Востока (Ю. Б. Гладенков, С. Х. Шайнян, Б. А. Сальников, В. Г. Варнавский, В. П. Тузов, Р. И. Шиленко, А. И. Никишин и др.), вопросам геологического развития и корреляции структур этого региона (Е. Н. Меланхолина, А. В. Журавлев, Л. С. Чуйко, Л. С. Маргулис, Ю. С. Липкин и др.).

Совещание констатировало, что за последнее время для Дальневосточных акваторий накоплен большой геологический материал, который создает предпосылки для перехода к новому уровню обобщений — корреляции геологических событий суши и океана. Были суммированы важные данные, касающиеся многих вопросов теории и практики сейсмостратиграфии и позволяющие уже сейчас осуществлять детальную расшифровку строения осадочного чехла многих бассейнов и конкретизировать рекомендации по поискам отдельных видов полезных ископаемых.

Вместе с тем многие вопросы практического использования возможностей методов сейсмостратиграфии, освоения методических приемов корреляции на этой основе геологических явлений решаются медленно.

Совещание рекомендовало:

1. Уделять в дальнейшем большее внимание комплексированию различных методов исследований (биостратиграфических, литологических, тектонических, геофизических и др.) для детального освещения структурных особенностей осадочного чехла, решения проблемы корреляции и взаимосвязи геологических процессов. В этой связи необходимо дальнейшее развертывание совместных работ различных геологических организаций АН СССР и отраслевых Министерств. В их планах необходимо особое внимание уделить тем исследованиям, которые отвечают названной тематике.

2. Усилить работу по сбору эталонного сейсмического материала для создания атласа по методике сейсмостратиграфического анализа. Приурочивать к периодам работы школ по морской геологии в Геленджике и Владивостоке обсуждение актуальных вопросов сейсмостратиграфических исследований.

3. Рекомендовать организациям Дальнего Востока, ведущим геолого-геофизические исследования на акваториях, включать в комплекс сейсмических исследований работы по корреляционному методу преломленных волн (КМПВ) для оценки суммарной мощности осадочного чехла в глубоких бассейнах.

4. Разработать и обсудить проект содержания итоговой монографии по разделу «Корреляция кайнозойских геологических событий на севере Тихого океана», определить участие каждой организации в написании ее разделов, осуществить сбор необходимого материала к 1985 г., поручив эту работу координационному центру проекта «Седимент».

К. Ф. Сергеев, Ю. Л. Неверов, И. И. Хведчук

С 24 по 31 декабря 1982 г. в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР состоялся симпозиум «Морская геология», в котором принял участие профессор Токайского университета (г. Сизуока) Мичихэй Хошино, приглашенный в г. Хабаровск Академией наук СССР для обсуждения ряда вопросов теоретической и практической геологии.

Проф. М. Хошино — известный японский геолог, знаток региональной геологии Японских островов. Последние годы он успешно занимается проблемами геологии Мирового океана, в том числе его углеводородными ресурсами. Сейчас М. Хошино работает над книгой «Морская геология». Он неоднократно бывал в Советском Союзе, последний раз — во время XIV Тихоокеанского научного конгресса (Хабаровск, 1979 г.). На конгрессе М. Хошино выступил с тремя докладами по различным проблемам геологии, в том числе по перспективам нефтегазоносности тихоокеанского побережья Японии.

В симпозиуме, помимо сотрудников Института тектоники и геофизики профессора Г. М. Власова и И. К. Туезова, кандидатов г.-м. н. Г. Л. Кирилловой, Б. А. Натальина, Р. Ф. Черкасова и др., приняли участие также геологи и геофизики других институтов ДВНЦ АН СССР: из Сахалинского КНИИ — чл.-корр. АН СССР К. Ф. Сергеев, кандидаты г.-м. н. С. С. Снеговской и А. Я. Ильев; из Северо-Восточного КНИИ — кандидат г.-м. н. Ю. Я. Ващилов; из Дальневосточного геологического института — кандидат г.-м. н. К. С. Шашкин; из Тихоокеанского океанологического института — И. В. Югов.

Проф. М. Хошино выступил с докладами: 1. Базальтовая стадия развития Земли, 2. Происхождение глубоководных желобов, 3. Осадочные бассейны континентальных окраин, 4. Океаническая кора, 5. «Континентальные» мосты.

Основной материал по теме этих докладов изложен в публикациях автора (М. Hoshino)*.

С нашей стороны сообщения сделали И. К. Туезов (Некоторые вопросы геологического строения и геологической природы западной части Тихого океана), Г. Л. Кириллова (Разрез Северо-Американской талассосинеклизы и его аналоги на континенте), Б. А. Натальин (Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов), Ю. Я. Ващилов (Определение плотности пород верхней мантии северной части акватории Охотского моря и его континентального обрамления), К. С. Шашкин (Структурная и вещественная эволюция земной коры в пределах Монголо-Охотского пояса и возможные причины ее обуславлившие).

В прениях приняли участие К. Ф. Сергеев, Ю. Я. Ващилов, С. С. Снеговской, И. К. Туезов, М. Хошино, Г. М. Власов, К. С. Шашкин, Р. Ф. Черкасов, В. Л. Ломтев и др. Тематика докладов определила круг вопросов, вокруг которых развернулась дискуссия.

Много лет проф. М. Хошино работает над проблемой баланса воды Мирового океана. Он считает, что вода, которая в настоящее время заполняет ложе Мирового океана, образовалась в начальную стадию эволюции твердой Земли, в дальнейшем объем ее существенно не менялся. В процессе геологического развития уровень моря не уменьшался, а неуклонно по-

вышался в результате подъема дна океана. Последний происходил за счет относительно небольшого расширения Земли (ее радиус увеличился). Первое крупное эвстатическое повышение уровня океана примерно на 5,5 км произошло в юре. Его дальнейшее повышение М. Хошино рассчитал и изобразил в виде кривой, которую продемонстрировал во время доклада.

Ю. Я. Ващилов оценил взгляды М. Хошино как интересные и оригинальные. Однако объем воды в геологической истории, вероятно, менялся (считается, что только графы Сибирской платформы, содержавшие 7% воды, дали 1/1000 объема Мирового океана).

Участники дискуссии поддержали идею проф. М. Хошино о значительной роли эвстатических колебаний уровня моря в геологическом прошлом и вместе с тем указали (С. С. Снеговской, И. К. Туезов), что только этим нельзя объяснить сложность наблюдаемых явлений. Необходимо учитывать поднятия и прогибания локальных участков земной коры, силы горизонтальных напряжений и многое другое. В настоящее время большинство ученых признается, что все многообразие геологических явлений невозможно объяснить только вертикальными или только горизонтальными движениями. И «фиксизм» и «неомобилизм» вынуждены признавать многообразие тектонических явлений, основой которых является комбинация того и другого типов дислокаций.

Ю. Я. Ващилов обратил внимание на недооценку проф. М. Хошино явления изостазии, которое должно иметь место при подъеме уровня воды в результате излияния базальтов.

Проф. М. Хошино считает, что наша планета возникла путем концентрации вещества из туманности, однако как произошла эта концентрация, пока неясно. Современные континенты и океаны существуют изначально, со времени образования твердой Земли. Тогда же возникло ядро и мантия. Эта идея проф. М. Хошино вызвала «острую дискуссию». Отмечалось, что независимо от того, каким образом произошло зарождение Земли, процесс расслоения ее вещества на оболочки занимал длительный период времени. В дальнейшем геологическое развитие усложнилось, возникли новые силы, новые источники тектонических движений, которые существенно преобразовали первичную структуру Земли. Р. Ф. Черкасов подчеркнул, что протогоейские толщи (а также главные гравитационные и магнитные аномалии) резко дискордантны с границей современных континентов и океанов. Поэтому можно соглашаться с идеей их древности лишь в пределах неогена Штилле.

Геологические разрезы континентов, данные глубоководного бурения и драгирования в Мировом океане, как отметила Г. Л. Кириллова, свидетельствуют о том, что континенты или их отдельные участки неоднократно заливались водами Мирового океана и вновь осушались и что многие районы современного океана в определенные геологические эпохи представляли собой сушу.

Необычно трактует проф. М. Хошино происхождение глубоководных желобов. Это расселины, дно которых представлено первичной поверхностью Земли (поверхностью Мохо), а борта — нарастающим базальтовым слоем, т. е. это в определенном смысле остаточные впадины, существующие со времени образования твердой Земли. Дно желобов находится на одном уровне (около 10 км), причем местами оно закрыто последующими осадками. Однако геолого-геофизические характеристики глубоководных желобов, как отметили С. С. Снеговской и К. С. Шашкин, указывают на то, что они являлись и являются ныне чрезвычайно активными (на что указывает, в частности, их линейная форма), а отнюдь не пассивными структурами. По мнению Г. М. Власова, желоба возникали

* 1. Eustagy in relation to orogenic stage. Tokyo, 1975.
2. Origin of Trenches.— Bull. de la Soc. franco-japonaise d'oceanographic. 1978. Tome 16, N 3.
3. Age of the Oceanic Crust.— In: Earthquake. Tokai Univ. Press, 1980.
4. The Basaltic Stage. Tokai Univ. Press, 1983.

в истории Земли неоднократно. В частности, по периферии Тихого океана существовали верхнемеловые желоба, преобразованные затем в складчатые зоны. Современные желоба, заложены вместе с зонами Бенюфа в плиоцене, знаменуют начало нового геосинклинального цикла. Р. Ф. Черкасов заметил, что концепция М. Хошино может быть проверена на дне Марианского и других желобов, так как в соответствии с его представлениями об исключительной инертности два желобов там должны обнажаться древнейшие породы, не известные на континентах.

Значительный интерес вызвали представления М. Хошино о формировании нефти в основном из фитопланктона. Он считает, что скромные результаты при поисках нефти и газа на тихоокеанском побережье Японии, в Восточно- и Южно-Китайском морях, вблизи Бангладеш и в Бенгальском заливе, а также в некоторых прибрежных районах США обусловлены тем, что там ведутся поиски в дельтовых отложениях, а не в местах былого обитания фитопланктона.

Активную поддержку участников симпозиума нашли данные М. Хошино о находках прямых или косвенных свидетельств наличия под океанами значительных масс сланического материала. Выступавшие отмечали научную смелость проф. М. Хошино, не признающего идей неомобилизма и идущего своим путем в познании геологии. М. Хошино указал, что гипотеза тектоникой плит очень схематична, в ней много противоречий, некоторые ее сторонники обожествляют плиты. По его мнению, она мешает дальнейшему развитию морской геофизики, геологии и океанологии.

Проф. М. Хошино считает, что в геологической истории Земли было три стадии: гранитная, закончившаяся 1,8—2,0 млрд. лет назад, переходная и мезокайнозойская базальтовая. В гранитную стадию имел место лишь вторичный основной магматизм, а в базальтовую — вторичный гранитный. Причем для вторичных гранитов характерно повышенное содержание фемических компонентов (например, позднемезозойские гранитоиды Циркумпацифики).

При обсуждении было отмечено (Р. Ф. Черкасов), что покровы континентальных и океанических базальтов, об общности которых убедительно говорил М. Хо-

шино, принадлежат одному типу — платформенному. На щитах сохранились корни раннепротерозойских покровов — гигантские рои даек траппов. Поэтому мезокайнозойская базальтовая стадия — не единственная в геологической истории. Причем, если допускать только расширение Земли, необходимое для излияния базальтов, то возникают большие трудности с объяснением складчатости в гигантских поясах.

Проф. М. Хошино полагает, что рифтообразование является вторичным процессом на фоне куполообразных поднятий мантий, сопровождающихся трещинообразованием и затоплением платобазальтами. Континентальное рифтообразование отлично от такового срединно-океанических хребтов, ибо при первом не было спрединга и образования новой коры. Однако современные океанические хребты первоначально состояли из континентальной коры, а затем претерпели сильную базификацию во время базальтовой стадии. В этом смысле континентальные и океанические рифты сходны друг с другом. По М. Хошино, не может быть рифтов там, где нет (не было) континентальной коры.

Выступившие в прениях указали на важное значение идей, высказанных проф. М. Хошино. Было отмечено (И. К. Туезов и др.) большое значение симпозиума для изучения геологического строения и геологической природы Азиатско-Тихоокеанской активной окраины, в пределах которой советскими и японскими учеными в большом объеме проводятся геолого-геофизические исследования. Подчеркивалось, что важную роль в этом играют советско-японские контакты, которые имеют давнюю и хорошую традицию: по рассмотренным на симпозиуме проблемам в 1970, 1975, 1976 гг. проведено три советско-японских симпозиума в городах Находке, Токио и Южно-Сахалинске, а также совещание по геологии Японского моря в г. Ниигата в 1981 г. Участники симпозиума сочли необходимым эти контакты продолжать и впредь и, в частности, одобрили намерение Дальневосточного научного центра АН СССР провести осенью 1983 г. советско-японское совещание в г. Хабаровске по проблеме «Геология дна окраинных морей Восточной Азии», а также поддержали предложение проф. М. Хошино о проведении аналогичных симпозиумов в Японии.

Г. Л. Кириллова, И. К. Туезов, Р. Ф. Черкасов

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1983 г.

- Аблесимов Н. Е., Дубик Ю. М., Землянухин В. Н., Ипатов Е. Н., Ковалев Г. Н., Цой И. В. Структура вулканических стекол экструзивных куполов № 2
- Андреев А. А., Красный М. Л., Сапожников Б. Г., Снеговской С. С., Хведчук И. И. Структура дна северо-западной части Охотского моря № 3
- Аносов Г. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. О двух типах глубоководных желобов западной части Тихого океана № 1
- Архипов Г. И. Железородные формации Дальнего Востока и их положение в структурах Тихоокеанского пояса № 1
- Бакулин Ю. И., Косыгин Ю. А. Основные проблемы геологии Приамурья № 1
- Баландин В. А. Гранитоиды и рельеф Верхоянской горной страны № 1
- Баландин В. А. Новые данные о структуре и зональности рельефа Куларского подножия (Яно-Оймяконское междуречье) № 4
- Баскакова Л. А., Калачева Е. Д., Окунева Т. М., Сей И. И. Проблемы региональной стратиграфии мезозоя и кайнозоя Дальнего Востока № 4
- Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Некоторые проблемы интерпретации данных криометрии метаморфогенных включений № 4
- Бердников Н. В., Карсаков Л. П. Флюидные включения и полиметаморфизм высокотемпературных гранулитов Ларбинского блока (Становая складчатая область) № 5
- Брянский Л. И. Блоковая структура Ханкайского массива № 2
- Власов Г. М. Типы геосинклиналей № 6
- Годаевич Б. Л. Структура и разрезы нижнего архея Становой складчатой системы № 3
- Горкуша С. В., Мастюгин Л. А. Геофизическая и тектоническая характеристики Монголо-Охотского сейсмического пояса № 6
- Городницкий А. М. Связь аномалий Буге с мощностью океанической литосферы № 5
- Горошко М. В. Структурные ограничения, история развития и тектоническое районирование Ханкайского среднего массива № 1
- Демченко В. С. Физико-химические условия серпентинизации доломитовых мраморов, диопсидовых и форстеритовых кальцифиоров № 3
- Деркачев А. Н., Уткин И. В., Горбаренко С. А., Плетнев С. П., Ковалюх Н. Н., Боцул А. И., Берсенева Ю. И. Корреляция и скорости накопления осадков Японского моря в поздне-последнееледниковое время № 4
- Заболотников А. А., Левченко О. В., Евсюков Ю. Д. Тектоника и фации осадочного чехла подводной окраины Корякского нагорья № 4
- Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 1 № 5
- Иванов В. В. Осадочные бассейны севера Тихоокеанского тектонического пояса. Статья 2 № 6
- Ичетовкин Н. В. Пространственно-временные триады петрохимического состава гранитоидов Северного Прихожья и их использование для тектоно-магматического районирования № 2
- Кириллова Г. Л., Махнин А. В. Ранги геологических тел надпородного уровня организации вещества № 3
- Колясинов Ю. А. Эволюция представлений о происхождении базальтовой магмы № 2
- Корчагин Ф. Г., Шароглазова Г. А., Чеботов С. А. Влияние Зейского водохранилища на геодинамику района № 5
- Косыгин В. Ю., Врублевский А. А. Особенности геологической структуры Северо-Западной котловины Тихого океана и Филиппинского моря (по гравиметрическим данным) № 4
- Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса Японии — возвышенность Шатского — Императорские горы № 5
- Косыгин В. Ю., Сусеков Ю. А. Плотностная модель литосферы Курильской системы: океанное море — дуга — желоб — океан № 1
- Красилов В. А. Меловое нефтегазонакопление № 5
- Леликов Е. П., Сьедин В. Г., Евланов Ю. Б., Свишников А. И., Терехов Е. П. Магматические комплексы дна Японского моря № 2
- Лихт Ф. Р. Фашиальный анализ современного седиментогенеза и возможности палеофашиальных реконструкций (на примере Японского моря) № 2
- Лоншаков Е. А. Продуктивная олигоцен-раннемиоценовая андезитовая формация Южной Камчатки № 1
- Мальшев Ю. Ф., Брянский Л. И., Карсаков Л. П., Петрищевский А. М., Шевченко Б. Ф. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании тихоокеанской окраины № 3
- Мишин Л. Ф. Дискретность составов — основа классификации и показатель гинезиса магматических пород № 6
- Моисеева А. И., Ремизовский В. И. Комплексы диатомовых водорослей и палеомагнетизм неогеновых отложений Макаровского района (Южный Сахалин) № 1
- Никифоров В. М., Альперович И. М., Ваньян Л. Л. Некоторые особенности кривых магнитотеллурического зондирования на Сахалине и методика их интерпретации № 5
- Олейник Ю. Н. Тектоническое районирование Приморского края № 1
- Орленок В. В. Палеогеография Мирового океана позднего фанерозоя № 4
- Парфенов Л. М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 1. Мезозоиды Верхояно-Чукотской области № 3

- Парфенов Л. М.** Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 2. Мезозойды Сихотэ-Алиня; общие закономерности строения и истории формирования мезозойд № 4
- Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Попеко Л. И.** Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой области № 2
- Пейве А. А.** Офиолиты Корьякского хребта и Аляски № 5
- Попеко В. А., Пилацкий В. Э., Кайдалов В. А.** Базальты верхнетриасовых — нижнеюрских комплексов в структуре северного Сихотэ-Алиня (Нижнее Приамурье) № 6
- Резанов И. А.** История представлений о месте океанов в структуре Земли № 4
- Рождественский В. С.** Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор № 5
- Романовский Н. П., Туезов И. К.** Геотраверсы зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения: проблемы и методика исследований № 6
- Ромашкин А. И.** Первичная природа амфиболитов дичувской свиты и некоторые вопросы геологии Бурейнского массива № 6
- Рязанцева М. Д.** Минералогические эпохи Приморья и их флюоритогенность № 1
- Садовский А. И.** Докембрий в тектонике и металлогении Северо-Востока Азии № 1
- Салин Ю. С.** Основные геометрические модели геологии. Статья первая. Топологические модели. Модель Вернера, ее усложнения и дополнения № 1
- Салин Ю. С.** Основные геометрические модели геологии. Статья вторая. Дифференциальные и проективные модели № 2
- Салин Ю. С.** Основные геометрические модели геологии. Статья третья. Аффинные и метрические модели № 3
- Сергеев К. Ф., Аргентов В. В., Бищенко С. К.** Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации № 6
- Сергеев К. Ф., Красный М. Л., Неверов Ю. Л., Остапенко В. Ф.** Вещественный состав кристаллического фундамента юго-западного окончания вала Зенкевича (поднятие Хоккайдо) № 2
- Степашко А. А.** Петрохимическая модель гранитоидного магматизма Комсомольского рудного района № 2
- Туезов И. К., Бакулин Ю. И., Бормотов В. А., Гагаев В. Н., Корчагин Ф. Г., Романовский Н. П., Талыкин Ю. В.** Глубинные геофизические исследования Комсомольского и Верхнеамурского рудных районов № 4
- Ханчук А. И.** Геология и происхождение Среднепокамчатского кристаллического массива № 4
- Хворостов В. П., Зайцев В. П.** Рудоносные магматические комплексы Ичигин-Уннэйваемского района (Корьякское нагорье) № 2
- Черкасов Р. Ф.** Проблемы алданского архея на его стратотипической местности (р. Тимптон) № 6
- Шило Н. А.** Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 1 № 6
- Шило Н. А., Измайлов Л. И., Воропаев В. Н., Мишин С. В.** Влияние сейсмического фактора на процесс рудообразования на примере золоторудных месторождений № 5
- Шпатов А. А.** О геотектонических условиях формирования палеозойских осадочных отложений Синегорского района Приморья № 1
- Шпикерман В. И., Сотников А. В.** Полиметаллическое оруденение в позднеюрских вулканогенных образованиях юга Омулевского поднятия № 2
- Щеглов А. Д., Уткин В. П., Раткин В. В.** О роли сдвиговых дислокаций в формировании стратиформных месторождений свинца и цинка № 3
- Эйриш Л. В.** О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) № 4
- Эйриш Л. В.** О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке № 5
- Юшманов В. В.** Тектоно-магматические концентррические комплексы Алданского щита. Статья 1. Существующие представления и проблемы. Понятие «тектоно-магматический концентррический комплекс» № 5
- Краткие сообщения**
- Баллод С. А.** Об изменении сейсмических скоростей на Северном Сахалине № 3
- Булатов М. Г., Туезов И. К.** К эффективности сейсмических методов при поисках ловушек нефти и газа — неантиклинального типа на юго-востоке Северного Сахалина № 3
- Бялобжеский С. Г., Похилайнен В. П.** Новые местонахождения отложений позднего неокома на востоке Корьякского нагорья № 2
- Гагиев М. Х., Сдерягин В. А., Шамин В. Н.** О кембрийских отложениях на Омолонском массиве № 1
- Гарбузов С. П., Василенко Г. П., Таскаев В. И.** Минералогия и геохимия серебра в рудах одного из скварново-полиметаллических месторождений Приморья № 2
- Герасименко М. Д., Кириенко А. П., Шароглазова Г. А.** Определение горизонтальной составляющей современных движений земной коры способом уравнивания разностей измерений без твердых пунктов на примере Толбачинского геодинамического полигона (Камчатка) № 4
- Гилев В. И.** Использование каротажных диаграмм для построения геохронологических шкал № 5
- Гончарова Е. И.** Об одном ограничении на число признаков геохронологической шкалы № 5
- Горошко М. В.** О девонских свитах юго-западного Синегорья (Ханкайский срединный массив) № 4
- Злобин Т. К., Петров А. В.** Сопоставление и анализ физических неоднородностей различной природы, выделенных по данным МОВЗ и ГСЗ в земной коре о. Кунашир (Курильские острова) № 5
- Исаев В. И.** Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин) № 1
- Косыгин В. Ю., Сусеков Ю. А.** Локальные гравитационные аномалии и плотностные неоднородности земной коры Южных Курильских островов № 6
- Куделькин В. В.** Подводный каньон Левенорна и его палеоаналоги на охотоморском склоне Тонино-Анивского полуострова (Юго-Восточный Сахалин) № 4
- Куделькин В. В., Коган Л. З.** Строение неогенового осадочного комплекса акватории вблизи побережья Красногорско-Ильинского района Юго-Западного Сахалина № 1

Кудрявцева Е. И. О йоде в подземных водах Камчатки	№ 2	В. В. Белоусова «Переходные зоны между континентами и океанами»	№ 3
Кузнецов В. М. Особенности строения Сугойского синклиория и его положение в мезозоидах Северо-Востока СССР	№ 2	Жабрев И. П., Политыкина М. А. О горизонтальной миграции углеводородов в карбонатных толщах (в связи со статьей Е. В. Краснова и В. В. Крапивинцевой «О роли биогенных и эндогенных факторов в происхождении нефти»)	№ 3
Лютая Л. М., Ромашова О. Н., Кругляков А. А. К вопросу об информативности редукций гравитационного поля для изучения строения земной коры и верхней мантии дальневосточных островных дуг	№ 5	Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка девятая. О новой контракционной гипотезе	№ 4
Мастюлин Л. А., Галтыкин Ю. В. Предварительные результаты изучения глубинной электропроводности в современных тектонически активных зонах юга Дальнего Востока СССР	№ 2	Косыгин Ю. А., Туезов И. К. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка шестая. Геотектоническое наследство Г. Д. Афанасьева	№ 1
Можеровский А. В., Плисс С. Г., Сорочинская А. В., Толоч К. П., Грамм-Осипов Л. М., Гусев В. В. Особенности формирования донных отложений залива Угловое (Японское море)	№ 2	Парфенов Л. М. К проблеме мезозойд Верхояно-Чукотской области	№ 4
Мочалов А. Г., Прейс В. К., Иванова С. И. Платиновые минералы и самородное золото в четвертичных отложениях Корякско-Камчатской складчатой области	№ 5	Романовский Н. П. О принципах петрофизического картирования	№ 1
Салин Ю. С. Количественная мера различия стратиграфических схем	№ 6	Сухов В. И. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	№ 3
Степанов О. А., Самохвалов В. А., Фам Куок Тьонг, Нгуен Нгьем Минь, Фам Хое. Железорудное месторождение Тхак Кхе и особенности его формирования	№ 1	Туезов И. К. Глубинные геофизические исследования зон современного активного вулканизма	№ 6
Старжинский С. С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований	№ 3	Умитбаев Р. Б. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	№ 3
Сухин М. В. О металлогенической роли линейментов восточного участка зоны БАМ	№ 3	Щеглов А. Д. К металлогении срединных массивов	№ 2
<u>Ялыничев Е. В.</u> , Мирзаханов Г. С. Магматизм кольцевых структур юго-восточной части Сибирской платформы (на примере Учуро-Майского междуречья)	№ 3	Щеглов А. Д. Тектоническая карта на формационной основе и карта геологических формаций с элементами тектоники?	№ 6
Критика и дискуссии		Хроника	
Белый В. Ф. О некоторых методологических подходах к изучению Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (в связи со статьей В. И. Сухова «Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса»)	№ 3	В секции россыпей Совета по рудообразованию. Геологическая интерпретация гравитационных и магнитных полей Востока СССР и Тихого океана	№ 5
Бердников Н. В., Горкуша С. В., Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка седьмая. О «Гипотезе изначальной гидридной Земли» В. Н. Ларина	№ 2	Комплексные исследования земной коры и верхней мантии переходных зон	№ 5
Бискэ С. Ф. Перспективное направление в изучении мерзлотных процессов и палеогеографии Северо-Востока Азии	№ 4	Международная встреча геологов, изучающих рудные месторождения	№ 3
Булин Н. К. К вопросу о границах литосферных плит	№ 3	Некоторые итоги и пути развития науки на Северо-Востоке СССР	№ 2
Власов Г. М. О структурном положении зон андезитового вулканизма	№ 3	Некоторые результаты изучения строения осадочного чехла и возможностей корреляции геологических событий на севере Тихого океана	№ 6
Врублевский А. А., Заболотников А. А., Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка восьмая. О новой книге		Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии	№ 5
		Симпозиум «Морская геология»	№ 6
		Совещание по проблемам рифтогенеза	№ 1
		Тектоника активизированных областей	№ 2
		Юбилейные даты	
		70-летие Николая Алексеевича Шило	№ 2
		Памятные даты	
		Александр Иванович Косыгин (к 100-летию со дня рождения)	№ 2
		Некролог	
		<u>Константин Владимирович Боголепов</u>	№ 4

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ
(Несоблюдение правил подготовки рукописи
задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантии Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, а также в высших учебных заведениях.

3. Объем присылаемых статей не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение руководителя организации, на средства которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимы разрешения.

5. Статья представляется в двух экземплярах (один из них обязательно должен быть первым). Вся рукопись, в том числе приложения, примечаний, список литературы, должна быть напечатана на машинке на одной стороне листа через два интервала (27 строк на страницу, 60 знаков в строке).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание статьи и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторами лишь для контроля. Стилистическая правка, дополнения, сокращения и вообще переработка текста в корректуре не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны быть приведены в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общепринятых (например, и т. п., и т. д., 1 м, 2 кг), не допускаются.

10. Все упомянутые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны или вписаны от руки четко и ясно. Во избежание ошибок необходимо соблюдать строгое различие между прописными (большими) и строчными (малыми) буквами, имеющими сходное начертание (например, K и k, O и o, C и c и другие), подчеркивая двумя черточками заглавные буквы снизу, строчные — сверху, а также буквами, похожими

одна на другую: g и q, l и e, n и u и т. д. Латинскую букву I следует писать, как римскую единицу в отличие от буквы J («йота»). Индексы и степени должны быть написаны строго ниже и строго выше символов, к которым они относятся, и соответственно отмечены простым карандашом дугой (или \smile); штрихи необходимо четко отличать от единицы, а в нижних индексах — единицу от запятой. Буквы латинского шрифта нужно подчеркивать простым карандашом волнистой чертой, греческие буквы — красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым. Векторы обозначаются буквами полужирного начертания, для этого их и необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях рукописи помечать «п/ж» (надбуквенная стрелка не употребляется).

12. Цифровые таблицы, например химических, минералогических и иных анализов, должны визироваться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

13. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературные источники обозначаются соответственной порядковой цифрой в квадратных скобках.

14. Список литературы оформляется в следующем порядке: для книг указываются фамилия и инициалы автора, точное и полное название статьи, издания, номер тома, части, выпуска, город, издательство и год издания, количество страниц (например, 328 с.); для журналов — фамилия и инициалы автора, название статьи, название журнала, год, номер журнала (в соответствующих случаях — номер тома и выпуска), количество страниц (например, с 28—42).

15. Иллюстрирование статей картами, разрезами и микрофотографиями допускается лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемых автором фактов (общее количество иллюстраций — не более пяти; вклейки не принимаются).

16. Иллюстрационный материал, выполненный согласно требованиям издательства «Наука» с учетом размеров журнальной полосы, прилагается к рукописи в особом конверте в двух экземплярах, один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими, рисунки — пронумерованы и снабжены напечатанным через два интервала отдельным списком подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи. На чертежах, картах должно быть указано минимальное соответствующее тексту количество буквенных и цифровых обозначений, объяснение которых обязательно дается в подписи к рисунку. На полях рукописи необходимо указать место расположения рисунков и таблиц.

17. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), почтовые домашние и служебные адреса, телефоны.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (ответственный секретарь), *К. В. Боголепов*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. И. Гончаров*, *В. В. Иванов*, *Е. В. Краснов*, *Е. А. Кулиш*, *В. А. Кулындышев*, *А. П. Миров*, *В. Г. Мойсенко*, *Е. А. Радкевич*, *К. Ф. Сергеев*, *С. М. Тильман*, *И. К. Тузов*, *В. Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИГиГ ДВНЦ АН СССР, ком. 203. Тел. 33-39-46

Зав. редакцией *Е. Н. Казарезова*
Мл. редактор *Н. В. Болдовская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Н. М. Остроумова*
Корректоры *И. Н. Крохотина*, *Е. В. Лямкина*

Сдано в набор 18.08.83. Подписано к печати 21.11.83.
МН-07579. Формат 84×108^{1/16}. Высокая печать. Усл.
печ. л. 13.4. Усл. кр.-отт. 13.8. Уч.-изд. л. 15. Тираж
879 экз. Заказ № 756.
Издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Ставровскийого. 25.

1 р. 80 к.

Индекс 70985